

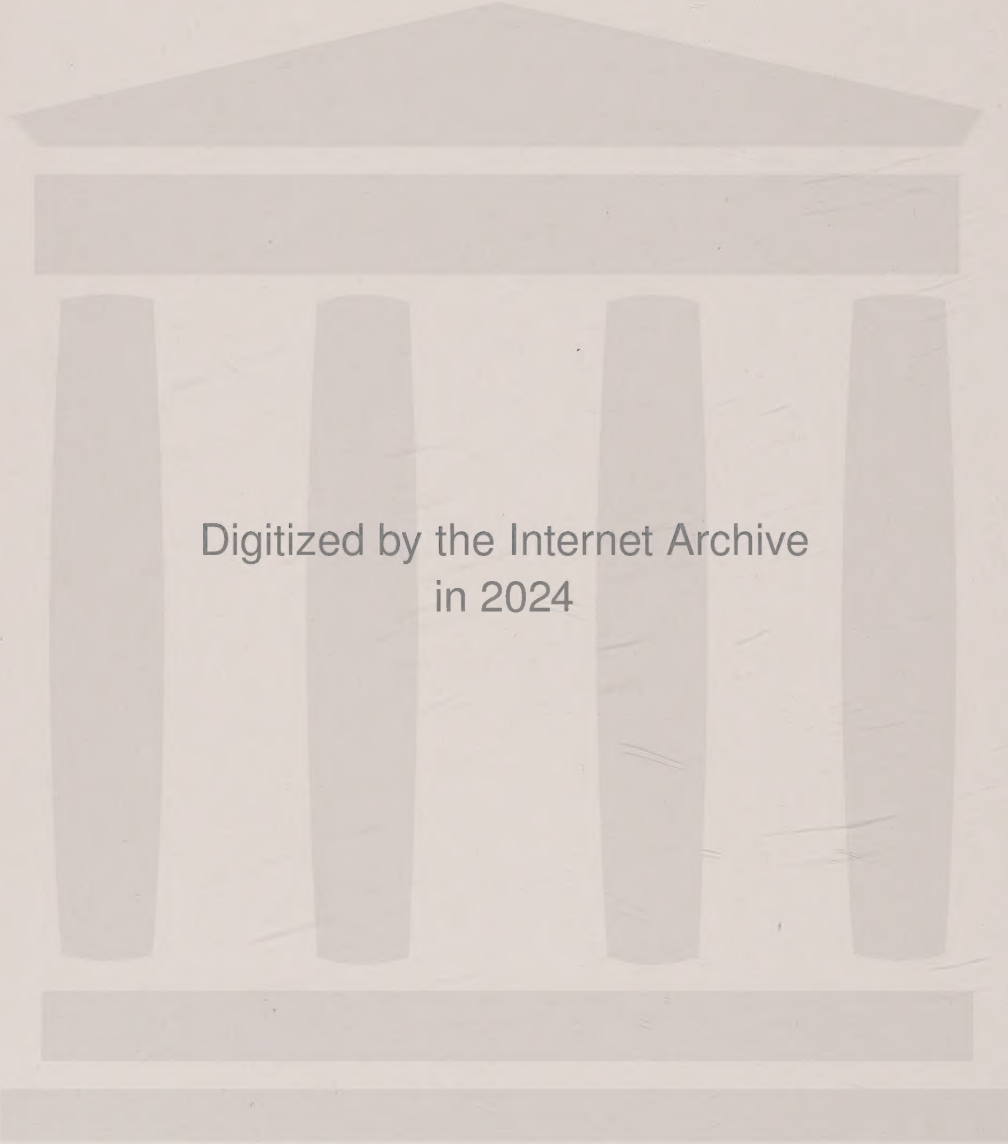
Bulletin
de la
Société française
de
Minéralogie et de Cristallographie

TOME QUATRE-VINGT-QUATRE

1961

Périodique trimestriel publié avec le concours du Centre National de la Recherche Scientifique

MASSON et C^{ie}, dépositaires
120, boul. St-Germain, PARIS, 6^e



Digitized by the Internet Archive
in 2024

Bulletin
de la
Société française de Minéralogie
et de Cristallographie

ANNÉE 1961. — COMPTES RENDUS DES SÉANCES.

Séance du 12 janvier 1961

PRÉSIDENTE DE M. A. GUINIER, PRÉSIDENT SORTANT,
PUIS DE M. L. BARRABÉ, NOUVEAU PRÉSIDENT.

En ouvrant la séance, M. A. GUINIER, donne la parole à M. H. CURIEN, trésorier, pour la lecture du rapport financier.

Compte rendu financier de l'année 1960.

RECETTES

Recettes ordinaires :

| | |
|--|-----------|
| Cotisations des membres | 10 178,68 |
| Intérêts du fonds de réserve | 200,64 |
| Abonnements et ventes de collections | 19 812,47 |
| Remboursements de tirés à part... | 2 213,76 |
| Subvention C. N. R. S. et Bibliothèque | 15 400 |
| Subvention pour impression de thèses | 6 855 |
| Publicité | 2 480 |
| | <hr/> |
| | 57 140,55 |

Recettes :

| | |
|---------------------|----------|
| Compte U. I. C..... | 7 184,93 |
|---------------------|----------|

DÉPENSES

Dépenses ordinaires :

| | |
|-------------------------------------|-----------|
| Bulletin de l'année. | 40 126,41 |
| Frais de secrétariat | 3 030,38 |
| Indemnité secrétaire-dactylo..... | 500 |
| Indemnité garçon de salle..... | 50 |
| Sécurité Sociale | 170,02 |
| Droits de garde à la banque | 11,73 |
| Impôts | 277,43 |
| Cotisations (A. I. M.) | 904 |
| | <hr/> |
| | 45 069,97 |
| Provision pour dépenses engagées .. | 12 646,23 |
| | <hr/> |
| | 57 716,20 |

Dépenses :

| | |
|---------------------|----------|
| Compte U. I. C..... | 7 118,64 |
|---------------------|----------|

BALANCE DES COMPTES DE L'ANNÉE 1960

| | |
|---|------------|
| En caisse le 1 ^{er} janvier 1960 | 36 521,17 |
| Recettes ordinaires en 1960. | 57 140,55 |
| Recettes (Compte U. I. C.) en 1960 ... | 7 184,93 |
| | <hr/> |
| | 100 846,65 |

| | |
|---|------------|
| En caisse le 1 ^{er} janvier 1961 | 36 011,81 |
| Dépenses ordinaires en 1960 et provision pour dépenses engagées | 57 716,20 |
| Dépenses (Compte U. I. C.) en 1960... | 7 118,64 |
| | <hr/> |
| | 100 846,65 |

M. A. KRAPIVINE lit ensuite le rapport des membres de la Commission de Comptabilité : « Les membres de la Commission de Comptabilité, MM. A. KRAPIVINE, G. SABATIER et P. URBAIN ont examiné les comptes de l'exercice 1960 et ont constaté leur parfaite régularité. Ils proposent d'adresser à M. H. CURIEN, les remerciements de la Société. »

Cette proposition est adoptée à l'unanimité.

Résultats du scrutin :

Nombre de votants : 301.

Ont obtenu :

Pour la Présidence :

| | |
|---------------------|----------|
| M. L. BARRABÉ | 300 voix |
| Nul | 1 — |

Pour la Vice-Présidence :

| | |
|-----------------------|----------|
| M. L. CAPDECOMME..... | 300 voix |
| M. R. WEIL | 298 — |
| Divers..... | 4 — |

M. L. BARRABÉ est donc proclamé Président, MM. L. CAPDECOMME et R. WEIL, Vice-Présidents.

Puis les membres sont invités :

— à élire trois membres du Conseil en remplacement de MM. J. FRIEDEL, P. LAFFITTE et J. NICOLAS, membres sortants ; M^{lle} Th. POBEGUIN, MM. G. DEICHA et P. URBAIN sont élus à l'unanimité ;

— à renouveler dans leur mandat : le secrétaire général (M. A.-J. ROSE), les secrétaires adjoints (MM. C. GUILLEMIN et J. PROTAS), l'archiviste (M. C. KURYLENKO), le trésorier (M. H. CURIEN) ; les membres du Comité de Lecture (MM. G. CHAUDRON, H. CURIEN, E. FRIEDEL, R. HOCART, J. ORCEL et J. WYART) ; les membres du Comité de Nomenclature (M^{lle} S. CAILLÈRE, MM. C. GUILLEMIN, R. HOCART, J. ORCEL, F. PERMINGEAT et J. WYART).

Tous sont réélus à l'unanimité.

M. A. GUINIER prend alors la parole et dresse un bref compte rendu de la vie de la Société pendant l'année écoulée.

« 1960 a été pour notre Société une année particulièrement calme, sans histoire, donc heureuse. Nous avons constaté un accroissement assez faible, mais notable, du nombre de nos membres. Certes, nous avons eu des pertes ; nous avons eu la tristesse de perdre notre ancien Président, Pierre Chevenard ; mais c'est avec plaisir que nous avons accueilli de jeunes cristallographes et minéralogistes : ce renouvellement de notre Société et en particulier les adhésions de membres étrangers, montre que le *Bulletin* de notre Société est apprécié dans les Laboratoires de tous les pays. Nous avons d'ailleurs entendu le compte rendu financier qui est pleinement rassurant sur la solidité de nos finances.

« Maintenant, je dois céder la place à mon successeur : le professeur Louis Barrabé. Notre Société connaît successivement des Présidents représentant les différentes disciplines qui s'intéressent à la Cristallographie et c'est ainsi que cette année, à un Physicien succède un Géologue. C'est un de ses caractères les plus heureux que d'être un point de rencontre de scientifiques aux préoccupations très diverses qui se réunissent pour discuter des problèmes qui sont à la base même de leurs travaux : la structure des cristaux.

« M. Barrabé ainsi que ses élèves ont souvent publié des mémoires dans notre *Bulletin* et il est bon de rappeler que le titre de la chaire de notre Président élu est : Géologie appliquée. Au moment où l'on parle, avec raison d'ailleurs, d'ap-

peler nos facultés, Facultés des Sciences et des Techniques, il est très réconfortant de constater que, en fait, beaucoup de nos collègues avaient déjà pris une place très importante dans le développement technique ; c'est, en particulier, le cas de M. Barrabé, qui est à l'origine du développement des recherches pétrolifères en France et qui a donné à cette industrie tant de ses élèves. »

M. GUINIER termine en présentant ses vœux à tous ses collègues et à leurs familles, et en souhaitant à la Société de Minéralogie et de Cristallographie une année 1961 particulièrement prospère.

Puis, M. A. GUINIER cède le fauteuil présidentiel à M. L. BARRABÉ.

M. L. BARRABÉ adresse d'abord ses vifs remerciements aux confrères qui lui ont apporté leurs suffrages et qui ont ainsi manifesté leur désir de maintenir une liaison aussi intime que possible entre la Minéralogie et la Géologie.

« Lors de la fondation en 1878 de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie dénommée alors Société Minéralogique de France, il est apparu que des relations étroites devaient être maintenues entre les deux associations. Ces relations ont pu être réalisées surtout par le grand nombre de membres adhérant simultanément aux deux sociétés et aussi par l'élection de temps à autre d'un minéralogiste comme président de la Société Géologique, — mon ancien maître le professeur Alfred Lacroix l'a été trois fois, — ou d'un géologue comme président de la Société française de Minéralogie. »

Puis M. Barrabé rappelle l'importance qu'a pris, au cours de cette dernière décennie, le développement de la Géochimie, non seulement en métallogénie, mais aussi en géologie.

« La création récente d'une Société de Géochimie groupant des géologues et des minéralogistes, avec les géochimistes proprement dits, peu nombreux encore dans notre Pays, a pu inquiéter initialement un certain nombre de nos confrères. En réalité, loin de détourner à son profit une partie d'une activité qui jusqu'alors était considérée comme du domaine de la Minéralogie, la nouvelle Association paraît avoir eu pour résultat de rapprocher de la nôtre de nombreux géologues séduits par l'élégance des méthodes dont les géochimistes disposent pour déterminer la genèse ou l'âge de certaines concentrations minérales, ou de certaines roches grâce à des déterminations de teneurs en oligo-élé-

ments ou de rapports isotopiques, alors qu'ils avaient été rebutés par l'orientation essentiellement théorique prise par les recherches de la plupart des minéralogistes depuis une trentaine d'années. »

A défaut de l'adhésion de nombreux géologues à notre Société, M. Barrabé envisage l'organisation de séances communes car, c'est en définitive la Minéralogie qui constitue le centre de gravité de ces recherches.

Puis il rappelle les relations de la Minéralogie avec la Cristallographie et la Physique de l'état solide, relations qui ont été les préoccupations essentielles de ses prédécesseurs et il remercie vivement « M. A. Guinier pour le dévouement, le zèle et la compétence avec lesquels il a présidé aux destinées de notre Société en 1960. C'est en qualité de physicien et de cristallographe que vous l'aviez élu et grâce à lui la participation française à l'Assemblée Générale de l'Union Internationale de Cristallographie à Cambridge a été particulièrement brillante. En votre nom, je lui remets la médaille frappée à l'effigie d'Haüy offerte par la Société à ses anciens Présidents ».

M. L. Barrabé termine en transmettant ses sentiments de gratitude à M. Rose, M. Guillemin et M^{me} Protas et souhaite que nos séances restent toujours aussi vivantes que par le passé.

*
* *

Membres nouveaux.

MM. Marcel GILLET et Raymond ZOUCKER-MANN, l'INSTITUT de Minéralogie et de Pétrographie de l'Université de Mainz, Allemagne et la SECTION de Géologie du Muséum royal de l'Afrique centrale de Tervuren, Belgique, présentés à la dernière séance, sont proclamés membres de la Société.

Présentations.

M. René CAYE, agent technique au B. R. G. M., 15, rue du Maréchal-Joffre, Neuilly-Plaisance, S.-et-O., présenté par MM. Lévy et Pierrot.

M. Jacques ESTEOULE, ingénieur agricole, Laboratoire de Minéralogie du Muséum, 61, rue Buffon, Paris, 5^e, présenté par M^{lle} Caillère et M. Hénin.

M. Pierre-Félix MAILLARD, ingénieur au B. R. G. M., 74, rue de la Fédération, Paris, 15^e, présenté par MM. Lévy et Pierrot.

M. Maurice VAN MEERSSCHE, professeur à l'Université de Louvain, 85, rue de Bayo, Louvain, Belgique, présenté par MM. Thoreau et Protas.

SOCIÉTÉ VAUDOISE DES SCIENCES NATURELLES, Lausanne, Suisse, présentée par MM. Déverin et Vuagnat.

*
* *

En ouvrant la séance, M. L. BARRABÉ, Président annonce aux membres deux conférences du professeur W. NIEUWENKAMP, qui auront lieu les 23 et 24 janvier à 17 heures, à l'amphithéâtre de Géologie (Sorbonne) sur les sujets suivants : « Vues persédimentaires sur la constitution de l'écorce terrestre : 1^o Évolution des matériaux composants ; 2^o Répartition des éléments chimiques et de quelques isotopes. »

Présentations d'ouvrages.

Principles of optical crystallography, par A. V. SHUBNIKOV, traduction anglaise éditeur : Consultants Bureau, New York, 1960, présenté par M. A. Jourdain.

Contribution à la lithologie de la côte nord de la Bretagne, par A. SANDRÉA, Bulletin du Service de la Carte Géologique de la France, n^o 258, 56, 1958.

Présentations d'échantillons.

M. A. JOURDAIN présente des échantillons de *giobertites* autrichiennes (cruées et cuites) utilisées dans la fabrication de briques de magnésie de qualité.

Ces briques sont employées dans la construction des fours, même non sidérurgiques. On utilise pour cette fabrication deux matières premières, l'une venant de l'eau de mer, et l'autre, la principale et de beaucoup, la giobertite dont il y a d'importants gisements en Autriche. Ces giobertites sont assez différentes suivant les carrières et, de ce fait, elles doivent subir divers traitements afin d'éliminer le plus possible la chaux qui se trouve à l'état de dolomite ; en effet, la giobertite cuite à très haute température est transformée en périclase qui est stable, au contraire la chaux n'arrive jamais à l'état cristallin et donne toujours avec l'eau des hydrates. Certaines giobertites sont traitées par flottation, la densité de la dolomite et de la giobertite n'étant pas la même.

Ces échantillons présentés proviennent d'ex-

exploitations au nord de Trieben en Styrie (Autriche) et possèdent un aspect assez particulier en grains de riz. Cette roche contient une assez forte proportion de fer à l'état de carbonate (4 à 6 % en Fe_2O_3) et des veines de graphite. Angel et Trojer supposent que la giobertite a pris naissance par suite du déplacement du calcaire de la dolomite par un apport ultérieur de MgCO_3 . Dans une phase postérieure, parfois la giobertite s'est redolomitisée et l'on trouve de gros cristaux isolés, certains parfaitement cristallisés. Pour éliminer le maximum de calcaire, on calcine la roche à très haute température, 1 700°, dans des fours coulants de type particulier ; la giobertite est d'abord décomposée, puis se transforme en périclase ; il se forme du ferrite de magnésium dans le périclase. Après cuisson la roche est broyée, calibrée et les éléments granulométriques passent devant des électro-aimants puissants qui font la séparation, le périclase est attiré grâce à la présence de ferrite de magnésium ; la chaux ne l'est pas. Les appareils, dont une photographie est projetée, sont d'un très bon rendement.

M. DÉRIBÉRE présente une série d'échantillons qui lui ont été adressés par M. Jarreau en provenance des mines de Huaron (Pérou). La minéralisation est formée de *blende*, *galène* et *pyrite* avec d'autres sulfures comme l'*énargite*. Le gisement montre aussi au contact des calcaires environnants, des formes d'altération en carbonates et sulfates.

Communications.

1° M. M. DÉRIBÉRE. — *Observations sur la fluorescence d'éléments biologiques dans les minéraux.*

L'examen en fluorescence sous les rayons U. V. (3 600 Å) du minéral particulier dénommé

quincite a montré la présence d'un élément organique, la porphyrine, responsable de cette fluorescence. On sait que les porphyrines peuvent se manifester dans des œufs, des os, mais qu'elles sont très fugaces. Pourtant, certaines observations ont montré qu'elles pouvaient aussi se trouver stabilisées dans certaines conditions particulières, ce qui permet de supposer une origine ancienne dans les dépôts sédimentaires de Quincy. Cette communication est illustrée de projections de photographies montrant diverses fluorescences ; certaines, dues à des pigmentations dans des formations coralliaires, sont également présentées.

A la suite de cette communication, la discussion est animée par MM. Wyart, Barraud, Orcel, Guillemin, M^{lle} Caillère, MM. Rimsky et Sandréa et porte principalement sur la nature chimique des porphyrines fixées et sur le caractère d'identité de la quincite et de l'opale rose.

2° MM. P. URBAIN et M. GESLIN. — *Étude de la radioactivité des eaux thermales et des roches de la région de Lamalou et de Bédarieux (Hérault).*

Cette région, située à l'extrémité orientale de la Montagne-Noire, permet d'intéressantes comparaisons entre les teneurs en radium et en thorium de formations qui vont (avec de nombreuses lacunes, naturellement) de l'antécambrien au quaternaire. D'autre part, la radioactivité des eaux thermales de Lamalou permet de penser que l'extraction naturelle du radium des roches anciennes se poursuit encore, mais que celle du thorium est terminée.

A la suite de cette communication, M. A. Jourdain demande des précisions sur la durée de la radioactivité des eaux étudiées.

M. L. Barrabé, Président, remercie les auteurs des communications et tous ceux qui ont participé aux discussions.

Séance du 9 février 1961

PRÉSIDENCE DE M. A. JOURDAIN, ANCIEN PRÉSIDENT.

Membres nouveaux.

MM. René CAYE, Jacques ESTEOULE, Pierre-Félix MAILLARD, Maurice van MEERSSCHE et la SOCIÉTÉ VAUDOISE DES SCIENCES NATURELLES, présentés à la dernière séance, sont proclamés membres de la Société.

Présentations.

M. Jean AMOSSÉ, attaché de recherches, 10, rue O'Neil, Nantes, Loire-Maritime, présenté par M^{me} A. R. Weill et M. Mathieu.

M. Bernard AMSTER, directeur général de la Compagnie de Madagascar, 7, rue de Clichy, Paris, 9^e, présenté par MM. Guillemin et Sainfeld.

M. Louis DRUART, chef de mission de prospection minière, boîte postale n° 8, Soubre, Côte-d'Ivoire, présenté par MM. Barrabé et Orcel.

M. Jean-Claude VATHAIRE, licencié ès sciences, 7, rue de Solférino, Paris, 7^e, présenté par MM. Barrabé et Deicha.

M. Saul ZIOLKIEWICZ, attaché de recherches, 25, rue Navarin, Paris, 9^e, présenté par MM. Curien et Rimsky.

* * *

En ouvrant la séance M. JOURDAIN, Président, transmet les excuses de M. L. BARRABÉ, souffrant, et souhaite la bienvenue à M. le Dr WILLEMS, ingénieur chimiste à Krefeld.

Puis il fait part aux membres :

— de l'Assemblée générale ordinaire de la Fédération française des Sociétés de Sciences naturelles qui se tiendra le samedi 18 février 1961 à 14 h 30, 43, rue Cuvier, Paris-5^e. Notre Société sera représentée par MM. Boubée et Déribéré;

— de la réunion du X-ray analysis group qui aura lieu à l'Université de Glasgow, Département de Chimie, les 6 et 7 avril 1961. Les communications porteront sur le sujet suivant : Structures cristallines des composés organiques ;

— du colloque sur la physique nucléaire aux basses et moyennes énergies organisé par la Société française de Physique les 23, 24 et 25 mai 1961 à Strasbourg,

— du Congrès des Mines qui aura lieu à Freiberg (Saxe) du 24 au 27 mai 1961.

Présentation de carte.

M. C. GUILLEMIN présente deux nouvelles feuilles de la carte des Gîtes minéraux de la France, au 1/320 000^e concernant la région des Vosges et de Clermont, éditées par le B. R. G. M. La première feuille « Cherbourg-Rennes » a été présentée à la séance du 10 novembre 1960.

Communications.

1^o MM. H. CURIEN, A. DEFRAIN et A. RIMSKY.

— *Structure cristalline d'une phase du gallium instable à la pression atmosphérique.*

A partir du gallium surfondu, on peut obtenir une phase solide instable dont on a déterminé la structure. La courte durée de vie de cette phase (une demi-heure au maximum) a exigé la mise en œuvre d'un dispositif de diffraction où l'on réalise en même temps un diagramme de cristal tournant et un diagramme de Weissenberg avec un cache largement ouvert. La structure est orthorhombique. Les atomes se groupent en chaînes, alors que, dans la structure du gallium normal, ils sont associés par paires.

A la suite de cette communication, M^{lle} Stora propose une variante de l'utilisation du photosommateur de von Eller et M. Garrido rappelle l'utilité des tables de Vand pour la détermination des structures simples.

2^o M. P. BORDET. — *Sur la détermination des albites, oligoclases, wandésins au moyen des sections perpendiculaires à g 1 (010).*

L'auteur utilise le clivage p (001) pour lever l'indétermination entre ces divers feldspaths.

3° M. P. BORDET. — *Dispositif monoculaire pour le microscope polarisant permettant l'examen simultané en lumière parallèle et en lumière convergente.*

Un oculaire spécial est associé à un oculaire de Huygens et à un diaphragme percé d'un petit trou. L'appareil est présenté.

M. Laffitte demande des précisions sur l'utilisation du dispositif en photographie ; une mise au point serait nécessaire.

4° M. P. BORDET. — *Sur un dispositif simple permettant l'examen de grains cristallins en lumière réfléchie, transmise, polarisée ou non, pour le microscope polarisant.*

Le dispositif présenté est constitué par un miroir concave concentrant le faisceau de lumière sortant du condenseur sur un petit diaphragme sur lequel se trouve placée la préparation ; on obtient ainsi un éclairage annulaire. Le diaphragme est constitué par une lame de polaroïde qui peut être orientée à volonté en position croisée avec le polariseur (lumière réfléchie à fond noir) ou en position parallèle (lumière transmise). L'analyseur étant lui-même interposé (lumière polarisée) ou non (lumière naturelle).

A la suite de cette communication M. Orcel fait remarquer que le dispositif ne peut pas être utilisé en lumière polarisée réfléchie, mais il a pour but seulement l'examen de grains opaques ou non, polis ou non, isolés au milieu d'un fond transparent et non pas de sections polies.

5° MM. COULOMB et GOLDSZTEIN. — *Étude systématique de la répartition et de la migration des isotopes radioactifs dans divers phénomènes géochimiques.*

A côté des techniques classiques de dosage (colorimétrie, fluorimétrie, radiochimie) et d'un équipement très complet de détection des rayonnements, les auteurs disposent depuis un an d'un ensemble de spectrométrie γ équipé d'un sélecteur d'amplitude à 100 canaux à mémoire magnétique. Cet appareil d'un emploi particulièrement souple a permis de trouver des solutions élégantes à de nombreux problèmes nécessitant jusqu'alors des opérations chimiques longues et délicates. Description de l'appareillage et de quelques méthodes de dosage adaptées au domaine de la géochimie.

A la suite de cette communication M. Orcel souligne l'avenir des méthodes d'irradiation neutronique auxquelles l'appareillage décrit pourrait facilement s'adapter ; M. Coppens s'inquiète de la manière d'éliminer le mouvement propre local ; M. Tournarie désire connaître les conditions géométriques des échantillons soumis à l'analyse. A la demande de M. Laffitte il est précisé que les résultats géochimiques nombreux déjà obtenus feront l'objet d'une prochaine communication. Enfin, les possibilités du marché français en sélecteurs et accessoires sont évoquées.

M. A. Jourdain, Président, remercie les auteurs des communications et tous ceux qui ont participé aux discussions.

Séance du 9 mars 1961

PRÉSIDENTENCE DE M. L. CAPDECOMME
 PUIS DE M. R. WEIL, VICE-PRÉSIDENTS.

Membres nouveaux.

MM. Jean AMOSSÉ, Bernard AMSTER, Louis DRUART, Jean-Claude VATHAIRE et Saul ZIOLKIEWICZ, présentés à la dernière séance, sont proclamés membres de la Société.

Présentations.

M. Dominique BOULANGER, chef de travaux, Laboratoire de géologie appliquée, 191, rue Saint-Jacques, Paris, 5^e, présenté par MM. Deicha et J. Nicolas.

M. Francis CHANTRET, ingénieur au C. E. A., 4, rue Paul-Gauguin, Chatenay-Malabry, Seine, présenté par M. Coulomb et M^{lle} Le Mercier.

M. Jean-Claude COLLETER, docteur en pharmacie, rue du Général-de-Gaulle, Ludon, Gironde, présenté par MM. Gay et Clastre.

M. Christian COQUEMA, agent technique, Laboratoire de Minéralogie, C. E. N., Fontenay-aux-Roses, Seine, présenté par M. Coulomb et M^{lle} Le Mercier.

M. Jacques KORNPBST, assistant de Pétrographie, 5, place de la Porte de Saint-Cloud, Paris, 16^e, présenté par MM. Jung et Brousse.

M. Joseph et M^{me} Jeanine LAJZEROWICZ, 2, rue Marcellin-Berthelot, Grenoble, Isère, présentés par MM. Bertaut et Ducros.

M. Edmond LANDAIS, 93, boulevard Exelmans, Paris, 16^e, présenté par M^{lle} Caillère et M. Kraut.

M^{me} Fakhrihan NAZEMI, chef de Laboratoire au Département des Mines, Faculté des Sciences, Université de Téhéran, Téhéran, Iran, présentée par MM. Deicha et Guillemain.

M. Gabriel SARAZIN, ingénieur à la Société d'Électrochimie d'Ugine, 22, rue du Dr-Heulin, Paris, 17^e, présenté par MM. Goldsztaub et P. Michel.

M. Jean-Claude SCHILTZ, ingénieur au C. E. A., 2, rue des Roullès, Épinay-sur-Orge, Seine-et-Oise, présenté par M. Coulomb et M^{lle} Le Mercier.

MINERALOGISCH-PETROGRAPHISCHES INSTITUT, Grindelallee 48, Hamburg 13, Allemagne, présenté par MM. J. Lietz et A.-J. Rose.

*
 * *

Le Président Louis BARRABÉ est mort brutalement le 13 février et notre Société est dans l'affliction.

M. L. CAPDECOMME, en ouvrant la séance, apporte à notre ancien Président et Professeur, l'hommage des minéralogistes et aussi celui de tout l'Enseignement Supérieur. Il rappelle en quelques mots sa vie universitaire :

« Né en 1895, il appartenait à cette génération que la guerre de 1914 a détourné des études pendant cinq ans. Après avoir rempli ses devoirs militaires avec une vaillance qui lui valut la Croix de guerre, il entre à l'École Normale de la rue d'Ulm dès 1919. Il était agrégé des sciences naturelles en 1921 et docteur ès sciences en 1929.

« Son goût inné de l'enseignement s'était affiné à partir de 1924 dans les fonctions d'agrégé préparateur à l'École Normale Supérieure. Aussitôt docteur, il se voyait confier un enseignement à la Faculté de Dijon. Ses maîtres parisiens et en particulier Léon Bertrand l'appréciaient trop cependant pour le laisser longtemps en province et, en 1931, Louis BARRABÉ commençait à la Faculté des Sciences de Paris, comme chef de travaux pratiques une carrière qui devait demeurer orientée vers la géologie appliquée.

« Depuis 1937, il avait pris la tête du laboratoire de géologie de l'École Normale Supérieure et pouvait ainsi, prendre à son compte la formation de l'élite de nos professeurs de géologie. Tant à l'École Normale, que dans son Enseignement de la géologie appliquée à la Sorbonne ou à l'École de prospecteurs qu'il a créée avec M. Orcel, ou encore dans ses activités de Directeur du laboratoire des gîtes minéraux de l'École pratique des Hautes Études, Louis BARRABÉ a formé de nombreux élèves dont certains sont déjà aujourd'hui des maîtres de notre Enseignement Supérieur. C'était, je crois, une de ses grandes satisfactions et il parlait toujours d'eux avec affection. J'en suis témoin.

« Il était d'ailleurs caractérisé par une grande affabilité, un abord souriant et, comme j'ai eu l'honneur de faire mes premiers pas sur le terrain sous sa direction et celle de M. Orcel, j'ai bénéficié de son immense érudition, mais aussi de cette délicatesse et de cette affabilité souriante qu'il ne ménageait pas aux débutants et qui lui a valu le profond attachement de tous ceux qui l'ont approché.

« Louis BARRABÉ est enlevé à un âge où l'on pouvait espérer que de nombreux élèves profiteraient encore de son savoir, de sa grande expérience et de sa parfaite bonté. Sa disparition produit un grand vide dans notre Société, mais aussi dans tout l'Enseignement de la Géologie. Elle laisse cependant un grand exemple d'intelligence, d'enthousiasme et de labeur et nous savons que Louis BARRABÉ s'est assuré la plus belle récompense du Professeur, puisque son œuvre sera continuée par la phalange de jeunes maîtres et de chercheurs qu'il a lui-même formée. »

En terminant, M. Capdecombe se fait l'interprète de tous les membres pour présenter à M^{me} Barrabé et à sa famille, l'expression de ses condoléances émues et pour lui dire combien notre peine est grande.

M. L. Capdecombe laisse ensuite à M. Orcel, qui était au sens le plus complet et le plus noble du terme l'ami de Louis BARRABÉ, le soin de rappeler la vie scientifique et la vie civique, si intenses l'une et l'autre de celui que nous venons de perdre. M. J. Orcel retrace les grandes lignes de l'œuvre scientifique de Louis BARRABÉ et évoque sa personnalité. Son allocution fera l'objet, dans l'un de nos prochains bulletins d'une notice biographique détaillée sur la vie et l'œuvre de notre regretté Président ; on en trouvera seulement ci-dessous un court résumé :

« Louis BARRABÉ s'attaqua d'abord à des recherches de géologie structurale sur les Corbières, avec cette méthode rigoureuse et ce soin scrupuleux dont tous ses travaux sont empreints. Il montra l'existence dans cette région d'une nappe de charriage bien définie entre le parallèle du bord nord du massif du Mouthoumet et la région de Ripaud, bien définie aussi dans la chaîne de Fontfroide. Louis BARRABÉ fut l'un des pionniers les plus convaincus des recherches de pétrole en France et on lui doit la découverte du gisement de pétrole de Gabian, puis en collaboration avec Léon Bertrand, celle du gisement de pétrole et de gaz de Saint-Marcet-Saint-Martory, dans la région de Saint-Gaudens, dont

on connaît le magnifique développement actuel. Excellent pétrographe et minéralogiste, Louis BARRABÉ a étudié, dans les Pyrénées, de très nombreux affleurements de roches éruptives dont beaucoup n'avaient pas été encore signalés.

« Consacrant par ailleurs une part importante de son activité à l'étude des gîtes métallifères français, il apporta, à l'époque de la création du Commissariat à l'Énergie Atomique, une contribution décisive aux premières recherches d'uranium en France et dans les territoires d'Outre-Mer sous la direction de Frédéric et Irène Joliot-Curie. Il réservait à l'étude des gîtes métallifères en général une importante partie de son enseignement et de ses recherches, et il créa à la Faculté des Sciences le diplôme de géologue métallogéniste, puis l'enseignement de troisième cycle pour la métallogénie.

« L'œuvre de Louis BARRABÉ est considérable ; il faut en souligner la richesse et les conséquences de premier ordre pour le progrès de la géologie et l'économie de notre pays.

« Respectant la remarquable unité de pensée et d'action qui caractérisait sa personnalité, M. Orcel rappelle aussi ce que furent en Louis BARRABÉ, l'homme, le patriote, le citoyen : il participa activement à la Résistance et représenta la Faculté des Sciences de Paris dans le Comité directeur du Front national universitaire, qui travaillait, dès cette époque, à jeter les bases d'une réorganisation de la Recherche Scientifique et de l'Éducation Nationale appuyée sur une réforme rationnelle de l'enseignement dans son ensemble. Homme courageux, fraternel et bon, Louis BARRABÉ, fut un ardent défenseur de la Paix et des libertés, des libertés universitaires en particulier. Il a pris une part active aux batailles politiques et syndicales des trente dernières années. Il était le Président du syndicat de l'Enseignement supérieur qu'il avait fait revivre et qu'il développa dès la Libération.

« Louis BARRABÉ fut un grand universitaire et un savant éminent, qui nous laisse un bel exemple de conscience professionnelle, d'honnêteté intellectuelle et de courage civique.

« Nous voulons dire encore à M^{me} Barrabé, à ses enfants, à sa famille, toute la part que nous prenons à leur douleur et la profonde affection que nous leur portons. »

*
* *

M. L. CAPDECOMME présente alors l'ordre du jour de la séance et fait part aux membres :

- du 18^e Congrès international de Chimie pure et appliquée qui aura lieu à Montréal du 6 au 12 août 1961 ;
- des cours internationaux d'été sur des sujets de physique de l'état solide qui auront lieu au « Laboratorium voor Kristallografie en Studie van Vaste Stoffen » de l'Université de Gand du 24 juillet au 4 août 1961.

M. N. BOUBÉE présente ensuite un bref compte rendu de l'Assemblée générale de la Fédération française des Sociétés de sciences naturelles qui a eu lieu le samedi 18 février à 14 h 30 au Muséum d'histoire naturelle de Paris. Notre Société était représentée par MM. N. Boubée et Dérivé.

« Le Conseil de la Fédération a été modifié en partie : MM. Boureau, Dejou, Marceron, Schwartz, Veau et M. Mazion (décédé), ayant été remplacés par MM. Chevassu, Couturier, Dérivé, Julien, Ostoya, de la Combe (en remplacement de M. Mazion).

« L'ordre du jour comportait la présentation de nouvelles Sociétés qui ont été admises (Société corse de Biologie humaine ; Société d'Horticulture et de Sciences naturelles de Coulommiers ; Société d'Horticulture et de Sciences naturelles des Pyrénées-Orientales) et la lecture des rapports habituels de gestion des deux publications : Année biologique et Office de Faunistique.

« M. le professeur Vayssière présenta le rapport moral du fonctionnement de la Fédération ; il insista sur l'intérêt du Bulletin pour les petites Sociétés qui n'ont pas de publication propre. Ce Bulletin va être encore amélioré.

« Le rapport financier montre le bon équilibre de l'exercice écoulé. Après cette Assemblée générale, le Conseil se réunit pour l'élection du Bureau. Celui-ci est entièrement reconduit, sauf le Président sortant, non rééligible, le Dr Marceron qui devient Président honoraire ; un nouveau Président, M. Dérivé, est élu. »

M. L. Capdecombe félicite M. Dérivé au nom de tous les membres.

Communications.

1^o M. C. GUILLEMIN. — *Présentation de photographies d'échantillons de cassitérite provenant*

des Greisens stannifères des Pegmatites de Kirengo, région de Katumba, Ruanda.

Ces photographies lui ont été communiquées par M. Varlamoff. Sur la surface plane d'une fissure on observe des groupements de cristaux donnant des figures rappelant les feuilles de fougère ou un développement dendritique. M. Guillemain insiste sur l'intérêt de ces faciès absolument nouveaux pour la cassitérite et signale que M. Varlamoff serait intéressé par tout renseignement permettant d'expliquer la formation de ces groupes.

2^o M. J. GOÑI. — *Sur l'origine d'un granite Rapakivi par transformation de grès feldspathiques, Rio Grande do Sul, Brésil.*

A proximité de la ville de Lavras (Rio Grande do Sul), Brésil, on peut remarquer dans les terrains granitiques du socle de la Brasília, l'existence d'un granite Rapakivi de type Viborg, pour lequel l'auteur donne les principales caractéristiques minéralogiques et géochimiques.

Ce granite occupe le soubassement d'une structure type « roofpendant » dans laquelle on trouve des éléments, soit de laves andésitiques (ou produits pyroclastiques associés), soit de grès feldspathiques (arkoses) présentant des fortes variations granulométriques (conglomérats grossiers au sommet).

Suivant de faibles accidents tectoniques de directions nord-sud, est-ouest, se sont déposés une faible minéralisation sulfurée (Cu, Pb, Zn) et des filons de quartz pyriteux.

Chimiquement, ce Rapakivi se rapproche de la composition granodioritique, présentant notamment les feldspaths soit distinctement (ovoïdes avec un noyau en orthoclase ou microcline et une bordure d'albiclase), soit intimement mélangé à du quartz. Celui-ci se présente, dans le faciès à gros grain, avec un développement suffisant pour permettre de le séparer et de faire des essais de corrosion fluorhydrique.

Des observations sur le terrain, ainsi que des études microscopiques et chimiques montrent que l'origine du Rapakivi est due à la transformation progressive des grès, ce qui se remarque par la croissance graduelle des feldspaths atteignant dans les stades ultimes, la forme caractéristique des Rapakivis déjà décrite.

L'étude chimique démontre que la composition de ce Rapakivi est aussi sodique que les occurrences suédoises mais cependant plus calcique. La nature synorogénique de ce granite a été démontrée par le calcul du paramètre k de

Niggli. Les méthodes géothermométriques ont montré que la température de formation n'a pas dépassé 500° C (teneur en TiO_2 de la magnétite titanifère, stabilité de la coloration de la fluorine, prédominance du quartz de basse température). On arrive à des résultats comparables à ceux obtenus par Backlund dans son mémoire sur les Rapakivis finnois dus à la transformation des grès Jotniens.

Au cours de la discussion, M. Sabatier demande si l'on connaît les raisons de la disposition particulière des feldspaths dans les Rapakivis. M. Goñi rappelle l'existence de plusieurs types de Rapakivis (Sahama, 1945), celui qu'il décrit étant du type Viborg. La cause ultime de la disposition géométrique des feldspaths est inconnue. M. Kraut pose la question de l'orientation entre les feldspaths alcalins et les plagioclases. Le plan de la macle de Carlsbad dans l'orthose est parallèle au plan de macle dans le plagioclase. M. Orcel demande des précisions sur les relations entre la granitisation et les minéralisations sulfurées. Cette minéralisation est postérieure, le Rapakivi est à l'origine des filons. Enfin, à la demande de M. Deicha, l'auteur signale que l'on n'a pas trouvé les quatre types de quartz que Popoff avait mis en évidence dans les Rapakivis russes, mais surtout le quartz α avec très peu de quartz β .

3° M. J. D. H. DONNAY et M^{me} G. DONNAY.
— *Propriétés optiques de la série bastnaésite-vatérite*. (Communication présentée par M. H. CURIEN.)

Dans la série bastnaésite-vatérite, on calcule, à partir des formules de Wiener, les courbes de n_o^2 et $1/n_e^2$ en fonction de la fraction en volume de vatérite. Ces courbes sont linéaires et rendent fidèlement compte des valeurs expérimentales des indices de réfraction. On confirme ainsi que la vatérite est le terme extrême de la série bast-

naésite-synchisite (résultat précédemment annoncé par Semenov et Mc Connell). Le minéral X de Semenov pourrait répondre à la formule $2\text{CeFCO}_3 \cdot 3\text{CaCO}_3$. L'« yttroparisite » de Nefedov serait une variété du minéral X ; toutefois, la valeur élevée de ses indices ne peut s'expliquer par la substitution d'yttrium au cérium.

A la suite de cette communication M^{lle} Pobequin rappelle qu'elle a obtenu de très belles formations de petits cristaux de vatérite et M. Weil suggère de fabriquer de la vatérite en ensemencant avec des substances isomorphes.

4° M. J. GARRIDO. — *Présentation du Bulletin Signalétique sous sa nouvelle forme. La documentation en minéralogie et en cristallographie*.

Étant donné l'importance croissante des volumes du *Bulletin Signalétique* le Centre de Documentation du C. N. R. S. a décidé de publier 22 fascicules indépendants ; M. Garrido présente ceux qui ont trait à la cristallographie et à la minéralogie et demande aux membres leur collaboration à ces éditions en lui faisant part de leurs critiques et de leurs suggestions. Les difficultés concernant ce problème des recherches bibliographiques dans tous les domaines scientifiques ne cessent de croître.

M. Hocart, Orcel et Rimsky prennent part à la discussion et font remarquer que ces difficultés proviennent en partie du fait qu'un même travail fait souvent l'objet de nombreuses publications identiques dans plusieurs périodiques et que d'autre part, l'intérêt de bon nombre de publications est médiocre. Il en ressort que toute publication devrait au préalable être autorisée par un Comité de Lecture.

Le Président remercie les auteurs des communications et tous ceux qui ont participé aux discussions.

Séance du 30 avril 1961

PRÉSIDENTIE DE M. R. WEIL, VICE-PRÉSIDENT,
 PUIS DE M. MILON, DIRECTEUR DE L'INSTITUT DE GÉOLOGIE DE RENNES (I.-V.).

Cette séance fut précédée des « Journées Minéralogiques en Bretagne » les 28 et 29 avril dont on trouvera le compte rendu dans le fascicule 3, 1961.

Membres nouveaux.

MM. Dominique BOULANGER, Francis CHANTRET, Jean-Claude COLLETER, Christian COQUEMA, Jacques KORNPBST, M. Joseph et M^{me} Jeanine LAJZEROWICZ, M. Edmond LANDAIS, M^{me} Fakhriran NAZEMI, MM. Gabriel SARAZIN, Jean-Claude SCHILTZ, MINERALOGISCH PETROGRAPHISCHES INSTITUT de Hamburg, présentés à la dernière séance, sont proclamés membres de la Société.

Présentations.

M. Basile ANDRONOPOULOS, Géologue, Institut de Géologie, 1, rue Hippocrates, Athènes, Grèce, présenté par MM. Permingeat et Pierrot.

M. Jean-Jacques CHAUVEL, Maître Assistant, Institut de Géologie, rue du Thabor, Rennes (Ille-et-Vilaine), présenté par MM. Weil et A. J. Rose.

M^{lle} Suzanne DURAND, Maître de Conférences de Géologie, 31, Bd Magenta, Rennes (Ille-et-Vilaine), présentée par MM. Weil et A.-J. Rose.

M. Paul FITTE, Prospecteur au C. E. A., Saint-Avit-Seinieur (Dordogne), présenté par MM. J. Geffroy et J. A. Sarcia.

M. Michel GIROD, licencié ès sciences, 21, rue d'Assas, Paris 6^e, présenté par MM. Bordet et Sabatier.

M. Yves MILON, Directeur de l'Institut de Géologie, Professeur de Faculté, 10, rue Robien, Rennes, présenté par MM. Weil et A.-J. Rose.

M. Jean ROGER, Sous-Directeur au Muséum, B. R. G. M., 74, rue de la Fédération, Paris 15^e, présenté par MM. Laffitte et Guillemin.

M. Jean TOUSSAINT, Chargé de cours, Université de Liège, 215, rue des Saules, Flémalle-Grande (Belgique), présenté par MM. Orcel et Melon.

* *

En ouvrant la séance, M. WEIL donne la parole à M. MILON qui souhaite la bienvenue aux assistants :

« Naguère, dans certains cantons de Bretagne, quand une maison était achevée on y faisait d'abord entrer des amis avant d'y pénétrer soi-même, pour bien montrer qu'elle serait, à l'avenir, comme beaucoup de demeures bretonnes, une maison de « BON ACCUEIL ».

« Cet institut n'est pas neuf et beaucoup d'amis, ou de visiteurs sympathiques, y ont pénétré ; mais je crois pouvoir dire qu'il est aussi pour tous... une maison de bon accueil... qui s'honore de recevoir aujourd'hui, pour la première fois, la visite de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie. »

Puis M. Milon rappelle le triple rôle de l'Institut de Géologie qu'il dirige : établissement d'enseignement, actuellement fréquenté par 500 étudiants, Institut de Recherche actif et bien équipé, Musée pédagogique et régional groupant d'importantes collections et une documentation précieuse sur la Bretagne. Il souligne le rôle important que les Facultés de province ont à jouer, non seulement dans la recherche fondamentale, mais aussi sur le plan régional et tout particulièrement en ce qui concerne les Sciences de la Terre, domaine où beaucoup de travail est à faire.

« Vous venez de parcourir, en une brève excursion, quelques itinéraires finistériens et morbihannais et de visiter Groix, l'Île des gemmes. Vous avez pu vous rendre compte qu'il y a encore beaucoup de recherches à faire sur nos minéraux et nos minerais, et j'espère que certains d'entre vous, attirés par ce pays, reviendront le visiter. »

En terminant, M. Milon rappelle le cadeau offert par M. P. Termier aux membres du Congrès International de Géologie à Toronto, et puisant dans le précieux « Lapidaire » de Marbode, qui fut évêque de Rennes au XI^e siècle, offre,

au Président de la Société :

Le BÉRYL... car...

« Qui le porte, soit feme u hom,

« Le fait être de grand renon ;

« Et qui l'étreint en sa main destre

« Ce li semble que feu doit estre. »

au distingué Secrétaire Général :

La CALCYDOINE... (qui)...

« Bien parlant et de bonne éloquence

« Fait homme, et de ferme créance. »

au Trésorier de notre savante Compagnie :

« Le DYAMANT... (qui)...

« La loial richesse retient. »

Enfin aux Dames et Demoiselles, en remerciement de leur visite et pour terminer cette allocution sur une note aimable ...

Le GRYSOPAS (ou Chrysoprase)

« Si estincele come li ors ;

« D'Inde vient, moult est précieux.

« Cil qui le porte est gracieus :

« La ou il vient est graciès

« Et de son venir merciès. »

M. WEIL présente alors un bref rapport sur les « Journées Minéralogiques en Bretagne » qui se terminent. Il remercie en premier lieu le Frère Le Bail grâce auquel ces journées furent une réussite et M. Sandréa qui en organisa avec succès la partie matérielle. Il remercie également tous ceux qui ont contribué à cette excursion MM. Bouladon, Chauris, Cogné, Germain, Guillemin, Jung, Nicolas et M. Milon pour son hospitalité dans son Institut. Il assure les nombreux participants et plus particulièrement nos amis belges de la reconnaissance de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie.

« A Peumerit, dans les carrières de Kerguelmes et de Ty-Lan, la chromite en filon ou en mouches dans la serpentine massive ou fibreuse intéressa vivement les participants. M^{lle} Cailière découvrit aussi de la sépiolite.

« Les pyroxénites grenatiformes de Keramoine obtinrent également un grand succès. Les collections et le laboratoire du « Likès » à Quimper furent admirés et un apéritif offert par M. le Directeur du Likès mit fin aux travaux de la matinée.

« Dans les champs de blé et de petits pois de Millemottes (Coray) les excursionnistes firent une ample moisson de staurotide en cristaux simples ou maclés. Dans le car, M. Nicolas nous exposa les idées de M. Cogné sur les conditions

de formation de la staurotide, de l'andalousite (chiastolite), de la sillimanite et du disthène.

« La journée se termina par la visite des chantiers des mines d'uranium du Bonote et de Guern, dans le massif de granite à 2 micas de Locronan-Pontivy. Au Bonote, M. Germain, géologue, donna des explications sur les travaux en profondeur et présenta les plans de la mine : trois filons Nord-Sud, tandis qu'à Guern les deux filons reconnus sont en direction armoricaine et la galène accompagne la pechblende. De nombreux échantillons de produits d'évolution de la pechblende (gummities, phosphates et silicates d'uranium) furent prélevés des haldes.

« La deuxième journée, entièrement consacrée à l'île de Groix, fut favorisée par un temps splendide. Les participants se partagèrent en deux groupes, l'un dirigé par le Frère Le Bail, l'autre par M. Guillemin. Les sables grenatiformes, les glaucophanites schisteuses ou massives plus ou moins chargées d'épidote et parfois de crichtonite de la Pointe des Chats donnèrent lieu à une vive activité des participants. De beaux cristaux de chloritoïde furent également recueillis. A Locmaria, dans la salle du café où se prit le repas froid, je présentai les explications concernant la genèse de ce gisement, établies par M. Cogné.

« Le troisième jour, les schistes à chiastolite de l'étang de Salles de Rohan firent le bonheur de tous les amateurs. Enfin, hors programme, M. Gillet montra dans une carrière de schistes à chloritoïde des Gorges du Daoulas (près du viaduc) de petits sphérolites de wavellite, dans des fentes, associés à de petits filons de quartz pyriteux.

« Au total, ces trois journées de minéralogie placée en face de son contexte pétrographique et géologique furent extrêmement instructives. »

Communications.

10 M^{lle} J. CHOUX. — *Étude minéralogique de quelques argiles d'altération du Massif Armoricaïn.*

Dans le Massif Armoricaïn, les formations résiduelles résultant de l'évolution pédologique de divers terrains sédimentaires (du Briovérien au Carbonifère) et de roches endogènes et métamorphiques sont essentiellement formées de kaolinite quelle que soit la constitution originelle des roches-mères. L'illite et la montmorillonite n'ont été trouvées que très rarement,

soit associées à la kaolinite, soit en masse peu importante. La désagrégation des silicates, réalisée sous les climats anciens, s'est poursuivie jusqu'à l'uniformisation à peu près complète des faciès d'altération.

A la suite de cette communication, M^{lle} Caillère félicite M^{lle} Choux qui fut son élève, souligne l'intérêt de son travail et lui demande des précisions sur la détermination des chlorites. M. Orcel rappelle les avantages de l'analyse thermique et M. Milon donne des indications sur l'orientation du travail présenté.

2° M. J.-J. CHAUVEL. — *Observations pétrographiques et minéralogiques sur le minéral de fer de l'Ordovicien inférieur du synclinal de Martigné-Ferchaud.*

Les deux échantillons étudiés proviennent de deux sondages distants l'un de l'autre de 18 km, atteignant les minerais de fer situés dans les grès armoricains inférieurs du flanc nord du synclinal de Martigné (couche A, quelques mètres sous les schistes intermédiaires, profondeur : 278,25 et 153 m). La structure oolithique est nette dans les deux cas, mais l'étude au microscope met en évidence des différences dans les conditions de sédimentation : apports plus ou moins importants de matériel détritique, milieux plus ou moins réducteurs.

A la suite de cette communication, M^{lle} Caillère félicite M. Chauvel qui a abordé un sujet

qui l'intéresse particulièrement, fait une remarque sur l'expression chlorite verte ou incolore suivant le mode d'observation et M. Orcel attire l'attention sur les propriétés optiques en liaison avec la composition chimique des chlorites.

3° M^{lle} S. CAILLÈRE, MM. J. ORCEL et A. SANDRÉA. — *Les filons à Quartz et Chlorite de la Côte nord de la Bretagne.*

Sur la côte nord de la Bretagne, entre la grève de Morguinen-Pol Rodou et la pointe de Séhar, on rencontre de nombreux filons à quartz et chlorite.

Ces filons parallèles aux couches du complexe métamorphique précambrien de Locquirec rappellent certaines formations de fentes.

L'étude minéralogique de la chlorite montre qu'il s'agit d'une ripidolite dans laquelle une partie du fer est devenu ferrique.

Les minéraux qui accompagnent la chlorite : quartz, muscovite et rutile constituent l'une des associations classiques rencontrées dans les Alpes. Il s'agit de remplissages de cavités dans des schistes métamorphiques. Tel est bien le cas des roches encaissantes des filons de la côte nord de la Bretagne.

Le Président remercie chaleureusement les auteurs des communications puis invite les assistants à visiter les collections de l'Institut de Géologie.

Séance du 18 mai 1961

PRÉSIDENTENCE DE M. CAPDECOMME, VICE-PRÉSIDENT,

PUIS DE M. ORCEL, ANCIEN PRÉSIDENT.

Membres nouveaux.

MM. Basile ANDRONOPOULOS, Jean-Jacques CHAUVEL, M^{lle} Suzanne DURAND, MM. Paul FITTE, Michel GIROD, Yves MILON, Jean ROGER, Jean TOUSSAINT, présentés à la dernière séance, sont proclamés membres de la Société.

Présentations.

M. André LABERRIGUE, Maître de Conférences, 63, rue Claude-Bernard, Paris 5^e, présenté par MM. Curien et Authier.

M. Emilio MUTIS-DUPLAT, Géologue, Arch Street n° 1850, Berkeley 9, California, U. S. A., présenté par M^{lle} M. Hooker et M. G. Tunell.

* * *

En ouvrant la séance, M. CAPDECOMME, Président, fait part aux membres de la prochaine réunion du X-Ray Analysis Group qui se réunira au cours de l'automne 1961. Trois sessions sont prévues sur le sujet suivant : « Imperfections in Crystals ». Secrétaire : Dr P. T. Davies Shell Research Ltd. Thorton Research Centre P. O Box 1, Chester.

Puis il donne la parole à M. ORCEL qui présente un bref compte rendu de l'excursion en Bretagne ; un compte rendu plus détaillé sera publié dans le *Bulletin*.

Présentations d'ouvrages.

M. ORCEL présente un nouveau tirage des Œuvres Complètes de Bernard Palissy, édition conforme aux textes originaux imprimés du vivant de l'auteur, avec une notice historique par Paul-Antoine Cap et un avant-propos de M. Orcel.

Présentations d'échantillons.

M. P. BARIAND présente des échantillons provenant des minéralisations arsenicales de l'Af-

schar (Iran occidental) et des photographies en couleurs de cette région, en particulier des sources incrustantes du Takht-e-Soleiman.

Les échantillons d'*orpiment* présentés constituent probablement les meilleurs spécimens connus de ce minéral. Très bien formés, les cristaux atteignent parfois 3 centimètres d'arête, leur couleur varie du jaune clair au rouge en passant par toutes les variations de l'orange. Ils sont brillants, transparents et sont enchâssés soit dans le quartz, soit dans une andésite noire. Ils proviennent de l'ancienne mine de Zarchouran (altitude 2 400 m) située près du village du même nom, à une cinquantaine de kilomètres au nord de Takab dans l'Afschar. L'accès de cette mine est extrêmement difficile et ne peut se faire, à la bonne saison, que par des pistes très mauvaises. La mine d'arsenic a été exploitée épisodiquement pour les épilatoires ; à une époque récente, une tentative de reprise a eu lieu, dans l'intention d'utiliser l'arsenic pour les insecticides, mais sans grand succès. Actuellement la mine est noyée et les travaux sont inaccessibles.

La minéralisation en arsenic est étroitement liée à une roche volcanique de type andésitique. Les observations partielles de surface nous permettent de penser qu'il s'agit d'un amas allongé d'une puissance voisine de 20 m. Elle est intrusive dans une série comprenant des chloritoschistes et des taloschites à magnétite puis des calcaires.

Des failles importantes semblent avoir conditionné la mise en place de cette intrusion. La minéralisation comprend la paragenèse suivante : quartz, orpiment réalgar, cinabre, stibine, blende et d'autres espèces actuellement à l'étude. D'après les renseignements fournis, les zones minéralisées forment des lentilles dispersées dans la masse andésitique. A l'intérieur de ces lentilles, d'après les échantillons observés sur les haldes, la minéralisation se répartit le long des fissures et dans des géodes. Il apparaît qu'il y a une étroite relation entre la roche andésitique et la minéralisation qu'elle renferme.

Des phénomènes volcaniques sont soulignés

dans la région par la présence de nombreuses sources incrustantes alignées sur de grandes fractures. Ces sources ont donné lieu à des dépôts importants ressemblant de loin à des volcans. L'importance de certaines de ces formations est telle que des collectivités Zoroastriennes en ont profité pour y édifier la capitale religieuse du Mazdéisme ; il y a plusieurs siècles, ruinées par des invasions, ces cités furent détruites.

Puis M. P. BARIAND présente, de la part de MM. J. GEFFROY et TOYER, des spécimens de malachite et de chalcopite en provenance de l'Aveyron. Provenant de l'indice uranifère de Margabal près d'Entraigues, ces spécimens récoltés par M. Toyer représentent, tout au moins pour la chalcopite ce qui peut exister de mieux pour ce minéral. Les cristaux très nets, d'une belle couleur verte, biseautés sur 101, n'atteignent pas moins de 1,5 cm d'arête. Ils constituent les plus beaux spécimens de ce minéral trouvés en France. Ils ont été découverts dans des filons de quartz enfumé qui recoupent les granites et les granulites de cette région.

Communications.

1^o M. «. GONI. — *Étude de quelques minéraux des pegmatites de Naipa, Alto Ligonha (Mozambique).*

L'auteur décrit des tourmalines qui présentent des phénomènes de remplacement fort intéressants. Il s'agit de cristaux (atteignant 20 cm de longueur sur 5 cm d'épaisseur) de dravite avec cœur de rubellite. Ces cristaux ont été en grande partie remplacés par des feldspaths, surtout microcline, et des minéraux micacés ; apparaît ensuite une deuxième génération de tourmaline en fines aiguilles incolores dont la croissance s'est effectuée suivant l'axe *c* de la première venue tourmalinique.

Les minéraux micacés comprennent de la muscovite présentant une forte coloration violette et contenant moins de 0,1 % de Li₂O et une chlorite, la « leuchtenbergite ».

Les tourmalines, plus ou moins substituées, peuvent renfermer des cristaux de mangano-tantalite (1 à 2 cm de plus grande dimension) brun-rouge, translucides en rouge carmin foncé. Cette mangano-tantalite, dont le pourcentage en niobium ne dépasse pas 10 %, ne contient pratiquement pas de fer.

M. Goni interprète ensuite cette paragenèse en fonction des diagrammes géochimiques de Fersman.

Cette communication qui donnera lieu à une courte note dans le Bulletin de la Société, est suivie d'une discussion au cours de laquelle M. Rimsky demande des précisions sur les orientations des feldspaths et de la muscovite par rapport à la tourmaline et M. Orcel sur la teneur en lithium de la muscovite violette.

2^o M. L. YAPAUDJIAN. — *Le problème des authigenèses d'anatase dans les sédiments.*

La répartition de l'anatase paraît très différente dans les roches plutoniques et dans les sédiments. La plupart des auteurs admettent l'origine secondaire de cette espèce minérale. Le milieu favorisant les excroissances d'anatase pourrait être comparable à celui de la genèse des quartz bipyramidés dont le développement dans les dépôts de lagunes sursalées a été récemment admis. Dans le cas des sédiments triasiques, la répartition régionale des authigenèses semble résulter beaucoup plus de l'importance locale des phénomènes d'altération tardive que de l'influence du cadre paléogéographique. L'anatase paraît ici à la fois syn- et épigénétique.

A la suite de cette communication, M. Orcel exprime ses doutes sur la détermination de ce que l'auteur appelle « grenat ». Étant donné le milieu géologique, il serait possible qu'il s'agisse d'anhydrite, ce que semble confirmer l'existence d'excellents plans de clivage à angle droit nettement visibles dans les photographies.

M. Goni insiste sur la nécessité de déterminer l'anatase aux rayons X et signale qu'il serait important d'étudier l'origine du leucoxène qui est certainement à l'origine de la formation d'anatase.

3^o MM. C. LEVY et P. PICOT. — *Nouvelles données sur les composés osmium-iridium. Existence de l'osmium natif.*

L'emploi de la microsonde électronique a permis de constater dans divers concentrés platinifères, l'existence d'osmium natif. Les propriétés optiques de ce minéral et celles de quelques composés d'osmium et d'iridium sont comparées, notamment par des mesures de pouvoirs réflecteurs. Une simplification dans la nomenclature est proposée et sera soumise à l'approbation du Comité français de Nomenclature.

Suit une discussion sur les conditions physiques qui président à la formation de ces alliages.

4° M. G. TSOUCARIS. — *Détermination de la troisième coordonnée atomique z_n dans le cas où les deux autres, x_n et y_n , sont connues avec précision.*

En posant $a_n^{hk} = f_n \exp 2 \pi i (hx_n + ky_n)$
 $u_n = f_n \exp 2 \pi i L z_n$

L'expression des facteurs de structures relatifs à une strate L donnée devient :

$$F_{h^kL} = \sum_n a_n^h u_n$$

En utilisant n réflexions éteintes fortuitement, on obtient un système homogène de n équations à n inconnues. Sa résolution fournit les valeurs des u_n et par conséquent des z_n .

Cette communication fera l'objet d'un mémoire dans le *Bulletin*.

Le président remercie les auteurs des communications et tous ceux qui ont participé aux discussions.

Séance du 8 juin 1961

Le procès-verbal sera publié dans le fascicule 4.

Séance du 8 juin 1961

PRÉSIDENCE DE M. WEIL, VICE-PRÉSIDENT.

Membres nouveaux.

MM. André LABERRIGUE et Emilio MUTIS-DUPLAT, présentés à la dernière séance, sont proclamés membres de la Société.

Présentations.

M. Henri MERIGOUX, Assistant, Laboratoire de Minéralogie, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e, présenté par MM. Curien et Sabatier.

M. Jean WALTER, Ingénieur Géologue, 12, rue Shakespeare, Alger, présenté par MM. Beaumont et Pierrot.

*
* *

En ouvrant la séance, le Président fait part aux membres :

1^o du programme des cours de Physique de l'État solide qui auront lieu à Gand du 24 juillet au 4 août ;

2^o du programme du 18^e Congrès International de Chimie pure et appliquée qui aura lieu à Montréal (Canada) du 6 au 12 août ;

3^o du 2^e Congrès de l'Association française de calcul et de traitement de l'information (Afcalti) qui aura lieu dans les salles et amphithéâtres du Conservatoire National des Arts et Métiers les 18, 19 et 20 octobre 1961. Les séances de travail seront consacrées aux sujets suivants : analyse numérique, programmation, applications industrielles.

4^o de la publication par le B. R. G. M. des feuilles « Brest », « Nantes » et « Marseille » de la carte des gîtes minéraux de la France au 1/320 000.

Présentations d'ouvrages et de catalogues.

1) Présenté par M. ORCEL :

— Mesures et contrôle : Extrait de la Collection Technique de l'ingénieur, concernant les caractères optiques des cristaux, par J. ORCEL.

Bull. Soc. franç. Minér. Crist., 1961.

2) Présenté par M. JOURDAIN :

— Catalogue de livres sur les sujets suivants : Petrology - mineralogy - cristallography - Applied geology, oil geology (Antiquariaat Junk Lochem Hollande).

— Liste de publications du College of Mineral Industries (Pennsylvania State University, U. S. A.).

Présentations d'échantillons.

M. GUILLEMIN présente des échantillons exceptionnels de :

Vivianite de N'Gaoundere (Cameroun), cristal de $65 \times 18 \times 16$ cm, pesant 25 kg environ ; ce cristal est terminé à une extrémité ; il présente les faces (110), couleur bleue, recouvert d'une croûte brune en surface. Le gisement a été trouvé en 1960 par une équipe de prospection du C. E. A.

Wulfénite de M'Fouati (Congo), spécimens découverts en 1960 présentant des cristaux atteignant 10 cm sur 1 à 2 cm d'épaisseur, recouverts d'une mince couche de quartz.

M. GEFFROY donne quelques précisions sur les conditions de gisement de la vivianite de N'Gaoundere.

M. BARIAND présente des échantillons de *plattnérite* PbO_2 , en provenance de diverses mines d'Iran.

Au cours d'une mission dans le grand Kevir central, de très nombreux indices de ce minéral ont été découverts. Citons : Mine de Chah Kuh près d'Esfahan ; mines de Tchah Millé, Nakhlak, Kali-Kafi, Gowde près d'Anarak, Daré-Zandjir, Mahdi-Abad, Andjireh près de Yazd, Tadj-Kuh, Tars, Ahmad Abad près de Bafk ; Tchah-Sorb et Garedou Asby près de Tabass. Tous ces gîtes sont situés dans des zones de grande fracturation en liaison directe avec des circulations d'eau riche en chlorure de sodium ; la plattnérite est localisée dans les fractures. Une note détaillée sur ce sujet paraîtra dans le *Bulletin* très prochainement.

Communications.

1^o MM. C. GUILLEMIN et R. PIERROT : *Nouvelles données sur la planchéite*.

L'examen des échantillons originaux décrits par Lacroix (1908) et leur comparaison avec des matériaux d'origines diverses ont permis de compléter la description de la planchéite 5SiO_2 , 6CuO , $1,5\text{-}2\text{H}_2\text{O}$. Les principales propriétés physiques et chimiques de la planchéite sont données et comparées à celles de la « shattuckite » (Schaller, 1915).

Le texte de cette communication sera soumis à l'examen du Comité français de Nomenclature.

2^o M. J. PROUVOST. — *Variations de la composition de la chalcoppyrite soumise à des apports d'étain, d'argent ou de fer*.

Dans des travaux antérieurs sur la transformation par frittage avec des métaux des miné-

raux sulfurés (pyrite, chalcoppyrite, bornite, chalcocite, ...) certaines phases n'avaient pu être identifiées par les méthodes générales. L'utilisation des éléments marqués, permettant de suivre le métal d'apport, n'ayant pas été possible, l'emploi de la microsonde de Castaing a permis de déterminer les éléments constitutifs. Les résultats obtenus permettent de préciser les hypothèses formulées antérieurement.

A la suite de cette communication, M. Orcel demande de nombreuses précisions sur les conditions expérimentales et propose des améliorations.

En fin de séance, un film, tourné à l'occasion des journées minéralogiques de Bretagne, les 28, 29 et 30 avril par M. PROUVOST, et des vues en couleurs prises par M. ORCEL sont présentés.

Le Président remercie les auteurs des présentations et des communications et tous ceux qui ont participé aux discussions.

Séance du 9 novembre 1961

PRÉSIDENTE DE M. ORCEL, ANCIEN PRÉSIDENT.

Membres nouveaux.

MM. Henri MERIGOUX et Jean WALTER, présentés à la dernière séance, sont proclamés membres de la Société.

Présentations.

M. Jean-Paul CARRON, Agrégé Préparateur, Laboratoire de Géologie, 24, rue Lhomond, Paris, 5^e, présenté par MM. Deicha et Saucier.

M. Fernand CONQUÉRÉ, Assistant au Laboratoire de Minéralogie du Muséum, 24, rue du Général-Leclerc, Bois-Colombes, Seine, présenté par M^{lle} Caillère et M. Orcel.

M. Michel COULON, Élève-Professeur IPES, 31, rue Paul-Algis, Vaires-sur-Marne, S.-et-M., présenté par MM. Wyart et Curien.

M^{me} Jeannine FRUCTUS, Docteur 3^e cycle, Laboratoire de Minéralogie-Cristallographie, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e, présentée par MM. Wyart et Curien.

M. René GAUTIER, Ingénieur Civil des Mines, 33, avenue du Président-Wilson, Saint-Maixent, Deux-Sèvres, présenté par MM. Raguin et Vincienne.

M^{lle} Francine HEITZ, Étudiante, 112, rue du Bac, Paris, 7^e, présentée par MM. Guinier et Curien.

M. Pierre KORNYENKO, Ingénieur Géologue, B. R. G. M., 74, rue de la Fédération, Paris, 15^e, présenté par MM. Permingeat et Pierrot.

M. René LETOLLE, Chef de Travaux, Laboratoire de Géographie physique, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e, présenté par M. Glangeaud et M^{lle} Duplaix.

M. Fried LEUTWEIN, Professeur, École nationale supérieure de Géologie appliquée et de Prospection minière, 94, avenue de Lattre-de-Tassigny, Nancy, M.-et-M., présenté par MM. Roubault et Wyart.

M. Louis MANCHERON, Docteur 3^e cycle, 13 bis, rue Longperier, Villemomble, Seine, présenté par MM. Wyart et Curien.

M. Roger MAURY, Assistant à la Faculté des Sciences de Paris, 2, place Colonel-Fabien, Les Lilas, Seine, présenté par MM. Wyart et Sabatier.

M. Charles POMEROL, Chef de Travaux, 20, rue de Verdun, Chaumontel-par-Luzarches, S.-et-O., présenté par MM. Wyart et Brousse.

* * *

En ouvrant la séance, M. Orcel, Président, fait part aux membres :

- de la réunion du « X-ray analysis group » qui doit avoir lieu les 17 et 18 novembre 1961 à Londres, sur le thème suivant : « Imperfections in crystals » ;
- du second Festival international de films techniques et scientifiques à Budapest du 16 au 25 novembre 1961 ;
- de la réunion internationale sur la physique des semi-conducteurs à l'Université d'Exeter en Angleterre du 16 au 20 juillet 1962. Cette réunion est organisée par « The Institute of physics and the Physical Society », 47, Belgrave Square, London, S W 1 ;
- de la sixième Assemblée générale et du Congrès de l'Union internationale de Cristallographie à Rome, du 9 au 14 septembre 1963 ;
- du symposium « Problems of the origin of postmagmatic ore deposition » à Prague du 16 au 21 septembre 1963 ;
- des réunions du « Clay minerals group » de la Mineralogical Society à Londres en automne et à Leeds les 12 et 13 avril 1962 sur les sujets suivants : Oxidation states in clays, Effects of heat on clays (secrétaire : Dr R. F. YOEELL, Department of Physics, University, Leeds).

Présentations d'ouvrages.

Guide géologique de la Haute-Vienne, publié par le Musée municipal de Limoges.

Bulletin de la Fédération française des Sociétés de Sciences naturelles, numéros d'avril et de juillet 1961.

Communications.

1^o M. J. GEFFROY. — *Notice nécrologique de M. Jean Chervet.*

Cette notice nécrologique sera publiée dans un de nos prochains *Bulletins*.

2^o MM. J. GEFFROY et J. LISSILOUR. — *Présence d'énargite en association avec la pechblende de La Crouzille (Haute-Vienne).*

L'énargite existe en association avec la chalcoppyrite et la galène au niveau 135 de la mine « Henriette ». Ces sulfures associés à la pyrite et à la marcassite moulent la pechblende. L'énargite repérée en lumière réfléchie a été confirmée par l'examen à la sonde de Castaing et par diagramme de Debye-Scherrer.

3^o M. P. BARIAND. — *Accidents à nickel, cobalt, uranium, bismuth et or dans les minerais cuivreux de Baytché-Bagh, Iran.*

Dans le gisement cuivreux de Baytché-Bagh, Iran, la minéralisation principale est constituée de chalcoppyrite, mais la présence d'accidents assez importants à smaltite était connue. L'examen en section polie de ces derniers minerais montre que l'or natif existe dans le quartz au voisinage des épontes et que le remplissage axial à gangue surtout carbonatée comprend : bismuth natif, arsénitures presque uniquement cubiques de cobalt et nickel, pechblende épigénisée en coffinite, cuivre gris. Il s'agit là d'une paragenèse typique de chaînes récentes.

4^o MM. G. DEICHA, C. SELLA et M^{lle} D. CHAPEROT. — *Contribution de la microscopie électronique à l'étude des pores intra et intercristallins.*

Les recherches sur les lacunes de cristallisation et les autres cavités des cristaux et des agrégats cristallins offrent au microscope électronique un vaste champ d'applications minéralogiques : des variations dans les dimensions, la morphologie, l'abondance et la répartition de ces détails architecturaux apparaissent clairement. Leurs rapports avec d'autres aspects fractographiques révélés par la microscopie électronique sont discutées.

Le Président remercie les auteurs de toutes ces communications.

Séance du 14 décembre 1961

PRÉSIDENTENCE DE M. R. WEIL, VICE-PRÉSIDENT.

Membres nouveaux.

MM. Jean-Paul CARRON, Fernand CONQUÉRÉ, Michel COULON, M^{me} Jeannine FRUCTUS, M. René GAUTIER, M^{lle} Francine HEITZ, MM. Pierre KORNYENKO, René LETOLLE, Fried LEUTWEIN, Louis MANCHERON, ROGER MAURY et Charles POMEROL présentés à la dernière séance, sont proclamés membres de la Société.

Présentations.

M. Claude ALLÈGRE, Assistant à la Faculté des Sciences de Reims, Laboratoire de Géologie appliquée, 191, rue Saint-Jacques, Paris, 5^e, présenté par MM. Orcel et Deicha.

M. Fabien CESBRON, Licencié ès sciences, 91, rue Saint-Honoré, Fontainebleau, S.-et-M., présenté par MM. P. Bordet et C. Guillemin.

M. Jacques CHOPPY, Ingénieur Géophysicien, 18, rue Leverrier, Paris, 6^e, présenté par MM. Granier et Guillemin.

M. Claude FOURQUIN, Assistant, Laboratoire de Géologie, 3, rue Vauthier-Lenoir, Reims, Marne, présenté par MM. Jung et Brousse.

M. Joseph MANTIENNE, Technicien au B. R. G. M., rue de l'Abreuvoir, Verrières-le-Buisson, S.-et-O., présenté par MM. Guillemin et Pierrot.

M. Philippe ROBBERECHTS, Technicien minéralogiste, 61, avenue de Suffren, Paris, 7^e, présenté par MM. Y. Laurent et R. Pierrot.

LABORATOIRE DE GÉOLOGIE, Faculté des Sciences, 3, rue Vauthier-Lenoir, Reims, Marne, présenté par MM. Jung et Brousse.

*
* *

En ouvrant la séance, M. R. WEIL, Président, fait part aux membres :

— de l'Exposition de l'Institute of Physics and the Physical Society qui aura lieu à Londres du 15 au 19 janvier 1962 ;

— de la création de la Société internationale pour la Stéréologie le 12 mai 1961 à Feldberg en Forêt Noire ;

— de la réédition possible de l'ouvrage de A. Lacroix, « Minéralogie de la France » si la Librairie Scientifique et Technique A. Blanchard, 9, rue de Médicis, Paris, 6^e, réunit un nombre suffisant de demandes.

Puis il présente un tirage à part de A. Sallèles : « L'âge des volcans d'Agde, de Saint-Thibery et de Roque-Haute d'après la paléontologie et la stratigraphie magnétique. »

Présentation d'échantillons.

M. C. GUILLEMIN présente :

— des échantillons de *barytine* en cristaux bacillaires, faciès peu fréquent, de Meyrignac de Bar à 18 km au NE de Tulle. La barytine forme un filon, long de 300 m, ayant 2,50 m de puissance, filon qui est probablement le remplissage d'une fracture de détente perpendiculaire à la dislocation d'Argentat située à 500 m à l'ouest. Le remplissage en barytine est régulier tant que le filon reste encaissé dans la granulite ;

— des spécimens de *pyromorphite* verte provenant de Vezis (Aveyron). Il s'agit d'un filon plombo-zincifère, situé à l'est du grand filon de la Baume. Les échantillons ont été collectés lors de la réouverture d'un ancien puits au cours de tracés au niveau 120 ;

— un spécimen d'*opale* rose de Quincy (Cher), échantillon récupéré lors de la démolition d'anciennes maisons ;

— des échantillons de minéraux de tellure provenant de mines situées à Moctezuma, État de Sonora, Mexique : *tellurite* en cristaux lamellaires (TeO_2 , orthorhombique) aplatis, jaune à jaune orangé, brillant, de 1 cm et plus de longueur ; *paratellurite* (forme quadratique du TeO_2) en fins cristaux gris verdâtre ; *mackayite*, tellurite de fer de formule $\text{Fe}_2 (\text{TeO}_3)_3 \cdot x\text{H}_2\text{O}$, en petits cristaux quadratiques vert olive ;

— des spécimens de *danburite* $\text{Ca}(\text{B}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$ de la mine La Bofa, Charcas, province de Potosi, en cristaux ressemblant à la topaze possédant les faces (110) et (101). Ces cristaux ont une dimension de 10 cm environ ;

— un superbe spécimen de *quartz citrine* naturel, couleur topaze brûlée du Brésil.

Communications.

1^o M. R. PIERROT. — *Nouvelles données sur la picropharmacolite.*

Au cours d'une étude systématique des arsénates de calcium et de magnésium, il a été possible de caractériser la picropharmacolite décrite à Riechelsdorf par Stromeyer en 1819, mais par la suite, très souvent confondue avec d'autres espèces minérales. Les caractères optiques de la picropharmacolite ainsi que de nouvelles analyses chimiques sont données : biaxe positif : $2V = 50^\circ$, extinction oblique à 8° avec allongement positif, $n_g = 1,578$, $n_m = 1,571$, $n_p = 1,566$. La formule peut s'écrire : $(Ca, Mg)_3(AsO_4)_2 \cdot 6H_2O$. Les gisements dans lesquels la picropharmacolite a été reconnue sont mentionnés.

A la suite de cette communication, M. Weil, Président, demande à l'auteur des précisions sur l'abondance de la picropharmacolite par rapport à la pharmacolite.

2^o MM. J. BARASSIN et G. TSOUCARIS. — *Détermination de la structure du p-bromophénylsuccinimide.*

La structure du p-bromophénylsuccinimide a été déterminée dans le cadre d'une étude plus générale concernant la configuration des valences de l'azote. La structure a été résolue par la méthode de l'atome lourd et celle des moindres carrés appliquée à la strate *h k l*. Cette dernière méthode a conduit à la solution correcte, bien que l'erreur maximale sur les coordonnées initiales soit de 3,2 Å.

3^o M. M. OBERLIN. — *Emploi de la cinétique chimique comme méthode d'analyse structurale des phases solides.*

1. Rappel de la méthode d'Osthaus (Proc. second nat. conf. on clays and clay minerals, National research council éd., publication 456, Washington, 1953, p. 404). L'étude de la cinétique de dissolution du fer ou de l'aluminium, en milieu chlorhydrique, dans les minéraux argileux, permet de distinguer et de doser les atomes de fer (ou d'aluminium) hexa- ou tétra-coordinés.

2. Cette méthode est appliquée à l'étude de la cinétique d'oxydation des carbones, en milieu sulfochromique. Elle met en évidence l'existence, dans les carbones en cours de graphitisation, de trois espèces de couches atomiques carbonées et permet de les doser. Les taux respectifs de ces trois espèces de couches sont en harmonie avec les propriétés magnétiques des carbones, ainsi qu'avec les résultats d'analyse cristallographique.

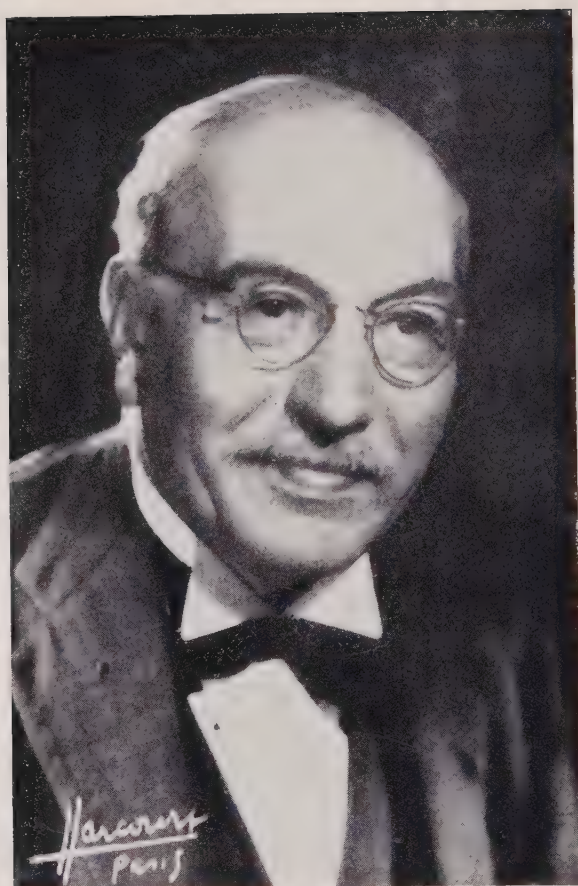
A la suite de cette communication, M. Hocart demande quelques précisions sur la spécificité du réactif de Simon dans cette application. Il félicite M. Oberlin pour cette étude structurale, faite au moyen d'une méthode très élégante de cinétique chimique.

En fin de séance, M. G. DEICHA présente des observations au sujet d'un mémoire de M. R. Kern intitulé « Sur la formation des macles de croissance » (*Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 1961, 84, 292-311). M. R. Hocart et le Président prennent part à la discussion.

Le Président remercie les auteurs des communications et tous ceux qui ont participé aux discussions.

Bulletin
de la
Société française de Minéralogie
et de Cristallographie

ANNÉE 1961. — MÉMOIRES.



PIERRE CHEVENARD

1888-1960

Pierre CHEVENARD

1888-1960

PAR G. CHAUDRON.

Membre de l'Institut. Ancien Président de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie (1949).

La Société française de Minéralogie et de Cristallographie vient de perdre le 15 août dernier l'un de ses anciens présidents (1953), le professeur Pierre Chevenard, membre de l'Académie des Sciences.

Pierre Chevenard était né le 31 décembre 1888 à Thizy dans le département du Rhône. Il avait perdu très jeune son père, en 1892, et il aimait à rappeler à ses amis le grand rôle joué par sa mère dans sa formation morale et dans l'orientation de sa carrière.

Pierre Chevenard fit ses études à l'École des Mines de Saint-Étienne d'où il sortit major en 1911. Dès sa sortie de l'école, il entra à la Société de Commentry Fourchambault et Decazeville comme ingénieur attaché au laboratoire des Aciéries d'Imphy.

A cette époque, l'usine d'Imphy préparait le fameux alliage INVAR découvert par Charles-Édouard Guillaume, ainsi que divers alliages, aux propriétés physiques spéciales. La Société était dirigée par un administrateur de très grande réputation, Henry Fayol, qui pensa que l'étude approfondie de ces alliages pourrait donner naissance à une métallurgie nouvelle d'un grand intérêt. Il confia cette recherche au jeune ingénieur Pierre Chevenard. Il en résulta, comme on le sait, la découverte de nombreux alliages nouveaux et tout particulièrement de ceux qui résistent à de hautes pressions et à des températures très élevées. Ces nouveaux matériaux connurent des succès industriels remarquables : ils ont permis, par exemple, la réalisation par Georges Claude des procédés de synthèse de l'ammoniac.

Ces recherches eurent encore d'autres conséquences d'un caractère hautement scientifique. Je rappellerai seulement à titre d'exemple que les études de Chevenard sur les transformations polymorphiques, loin d'être limitées

aux alliages sidérurgiques ont été étendues en collaboration avec Albert Portevin aux alliages du cuivre, de l'aluminium, et même aux minéraux.

Pierre Chevenard créa pour ainsi dire dans sa Société une métallurgie de précision en apportant des progrès et des soins nouveaux dans toutes les fabrications. Dans de multiples conférences il aima à rappeler ce rôle de l'intervention constante du laboratoire dans toutes les opérations de l'usine.

Mais pour déterminer les propriétés des alliages dans un large intervalle de température, Pierre Chevenard a été amené à construire des appareils de recherche et de mesure. Dans ce domaine de la construction mécanique sont gravées ses qualités essentielles : exactitude, ingéniosité, simplicité et sensibilité. Qu'il me suffise de rappeler, parmi ses appareils les plus connus dans le monde entier, ceux qui ont été particulièrement utilisés par les minéralogistes : le tout premier en date fut le dilatomètre différentiel et plus récemment, la balance thermogravimétrique.

Pierre Chevenard fut appelé à présider de nombreuses sociétés scientifiques ; il apporta dans chacune d'elles une orientation personnelle très heureuse. En particulier, lorsqu'il en prit la présidence en 1953, il estima que notre Société pouvait avoir l'ambition d'élargir son domaine et de l'étendre à toutes les connaissances, à toutes les applications qui concernent les techniques de la minéralogie et qui font intervenir la structure atomique des solides. Il disait : « Avec les métallographes, nous nous intéresserons aux lois qui gouvernent la déformation plastique et le fluage des éprouvettes métalliques mono ou polycristallines, aux modifications ainsi infligées au réseau, à sa restauration par chauffage, à la recristallisation du

métal par recuit. Avec les métallurgistes, les céramistes, et les verriers, nous rapprocherons les laitiers et les verres des roches naturelles et nous discuterons les théories géodésiques inspirées par ce rapprochement. Nous écouterons les chimistes décrire les corps organisés en chaînes macromoléculaires qui, tels que le nylon, voient leurs propriétés changer du tout au tout quand un étirage vient à modifier l'orientation de ces macromolécules.»

On n'a pas oublié le rôle que joua Pierre Chevenard dans la célébration du soixante-quinzième anniversaire de notre Société en 1954, et dans la publication du volume jubilaire qui fut publié à cette occasion, où furent exposés de nombreux problèmes cristallographiques à l'ordre du jour.

Pierre Chevenard était un homme de laboratoire. Il aimait passer de longues journées à Imphy et c'est là qu'il a éprouvé les plus grandes joies de sa carrière, en suivant la marche des magnifiques appareils qu'il avait imaginés. Mais également il désirait avoir une action personnelle efficace sur ses collaborateurs et particulièrement sur les plus humbles dont il faisait tout son possible pour favoriser la promotion. Il se proposait de donner, à chacun d'eux, une part de sa grande joie de connaître et de comprendre.

Je crois pouvoir dire que tous les membres de notre Société éprouvaient une grande admiration pour l'œuvre scientifique et technique de Pierre Chevenard et une vive amitié pour l'homme si affable et si bienveillant.

Bull. Soc. franç. Minér. Crist.

(1961). LXXXIV, 2-5.

Les roches malgachitiques de la région de Lamastre (Ardèche, Massif Central français)

PAR J. DIDIER,

Laboratoire de Géologie et Minéralogie de la Faculté des Sciences de Clermont-Ferrand.

Résumé. — Le granite migmatitique du Velay contient dans la région de Lamastre de grandes enclaves de roches malgachitiques. Constituées au centre par des norites et à la périphérie par des gabbros quartziques, ces enclaves sont interprétées comme des résidus d'anciens massifs noritiques antérieurs au métamorphisme régional et à la granitisation.

Étudiant les enclaves du granite migmatitique du Velay, encore appelé granite des Cévennes, j'ai eu l'occasion d'observer, à côté d'innombrables fragments de schistes cristallins, la présence de nombreuses enclaves de roches éruptives basiques ou ultrabasiques.

Les auteurs des différentes cartes géologiques au 1/80 000^e (feuilles de Monistrol, Montbrison, Le Puy, Saint-Étienne, Valence), ont signalé quelques-unes de ces enclaves, et les ont inter-

prétées comme des concentrations magnésiennes dans le granite.

Le dénombrement et l'étude pétrographique de ces roches sont en cours, et je me contenterai, pour l'instant, d'attirer l'attention sur certaines d'entre elles qui présentent le faciès malgachitique.

Le terme de malgachite a été créé par Lacroix pour désigner certains granites de Madagascar dont les feldspaths présentent une couleur

sombre particulière, allant suivant les cas du jaune au noir, l'ensemble de la roche ayant une teinte brun foncé. Il s'agit en réalité, non pas d'une espèce pétrographique bien définie, mais d'un faciès spécial qui peut affecter des roches éruptives ou métamorphiques variées.

J. Orliac (1957) faisant le point de nos connaissances en la matière, a conclu que cette coloration particulière était due à un pigment secondaire situé généralement dans les fissures des feldspaths. Ce pigment est un hydrate ferrique voisin de la limonite, il provient de l'oxydation d'un hydrate ferreux incolore présent dans la roche demeurée à l'abri de l'air.

GISEMENTS.

Je connais, à l'heure actuelle, trois gisements de roches malgachitiques dans la région de Lamastre (Ardèche).

1. On trouve des enclaves malgachitiques dans une carrière située sur la N. 103 à 4 km 500 de Saint-Agrève en direction de Saint-Martin de Valamas. Elles ont 1 à 2 m de long, et sont entourées par un granite sombre, hétérogène, riche en fragments de schistes cristallins et en enclaves surmicacées.

2. Un petit massif de roches analogues s'étend depuis l'hôpital de Lamastre, à la sortie NO de cette ville, jusqu'au lieu dit Le Grioulle, commune d'Empurany, à 1 km 600 au NE de Lamastre. Des filonnets granitiques le recoupent.

3. Un massif de 2 km de long et de 750 m de large s'étend, au milieu du granite, à 2 km à l'Ouest d'Empurany, notamment au lieu dit La Roue.

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE.

A l'œil nu ces roches sont caractérisées par un grain moyen plutôt fin et par une couleur brun-vert sombre dans les zones exposées aux intempéries. Comme toutes les roches malgachitiques elles sont notablement plus claires sur des échantillons fraîchement cassés. Leur texture est équante au centre des massifs. L'essentiel de ces roches est formé par l'enchevêtrement de grands cristaux automorphes de labrador. De l'hypersthène se présente en petits prismes, il est complètement altéré en bastite dans les enclaves de Saint-Agrève. De grands cristaux xénomorphes d'augite diallagisante englobent certains prismes d'hypersthène. Certains cris-

taux de pyroxènes sont entourés par une auréole d'ouralite. De loin en loin la roche contient des amas de grandes paillettes de biotite très colorée. Des minerais, magnétite, ilménite et sulfures, constituent souvent des nodules au centre de ces amas micacés. Du quartz et du microcline, peu abondants, se présentent en cristaux xénomorphes qui rongent les autres minéraux. Le microcline, d'ailleurs, n'a été trouvé que dans les roches du Grioulle, il est accompagné d'un peu de myrmékite au contact du plagioclase. On trouve accessoirement un peu d'apatite, de zircon de talc et de calcite.

Il convient de souligner enfin la présence, au sein des feldspaths et du quartz, d'un réseau de fissures remplies par la matière jaunâtre, biréfringente, caractéristique des roches malgachitiques.

J'ai déterminé les compositions minéralogiques volumétriques à l'aide d'un compteur de points. Les résultats de ce travail sont exposés dans le tableau n° 1.

TABLEAU 1.

Compositions minéralogiques volumétriques.

| | St-Agrève | Lamastre-Le Grioulle | La Roue |
|---------------------|-----------|----------------------|---------|
| Quartz | 14 | 4 | 5 |
| Microcline | 0 | 1 | 0 |
| Labrador | 57 | 57 | 61 |
| Biotite. | 16 | 13 | 10 |
| Hypersthène | 2 | 15 | 16 |
| Augite..... | 0 | 3 | 1 |
| Amphibole | 9 | 5 | 5 |
| Minerais et divers. | 2 | 2 | 2 |
| Total | 100 | 100 | 100 |

Les pourcentages volumétriques mesurés permettent de placer ces roches dans la classification modale des roches éruptives de Jung et Brousse (1959). Le tableau n° 2 indique les valeurs des différents indices calculés.

TABLEAU 2.

Indices de Jung et Brousse.

| | St-Agrève | Lamastre-Le Grioulle | La Roue |
|-------------------|-----------|----------------------|---------|
| Saturation..... | 20 | 7 | 7 |
| Coloration | 29 | 38 | 24 |
| Feldspathique.... | 0 | 1 | 0 |

Les enclaves de Saint-Agrève sont donc constituées par un leucogabbro quartzique, celles des autres gisements par des leucogabbros, qui, en raison de leur richesse en hypersthène, pourront être appelés plus précisément leuconorites.

On trouvera enfin dans le tableau n° 3 les compositions chimiques de ces différentes roches (analyses de M^{me} E. Gamot, Clermont 1959 et 1960), accompagnées des paramètres C. I. P. W. et de Niggli correspondants.

TABLEAU 3.

**Compositions chimiques,
paramètres C. I. P. W.
et paramètres de Niggli.**

| | St-Agrève | Lamastre- Le Grioulle | La Roue |
|--------------------------------------|-----------|--------------------------|----------|
| SiO ₂ | 56,35 | 52,60 | 52,40 |
| Al ₂ O ₃ | 17,20 | 18,90 | 17,25 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,80 | 2,15 | 1,95 |
| FeO..... | 5,60 | 5,05 | 5,75 |
| MgO..... | 4,70 | 7,40 | 8,15 |
| CaO..... | 5,20 | 6,95 | 6,80 |
| Na ₂ O..... | 3,25 | 3,00 | 3,05 |
| K ₂ O..... | 1,65 | 1,60 | 1,65 |
| TiO ₂ | 1,90 | 1,15 | 1,25 |
| P ₂ O ₅ | 0,05 | 0,45 | 0,30 |
| MnO..... | 0,05 | 0,05 | 0,05 |
| H ₂ O ⁺ | 0,80 | 0,70 | 0,60 |
| H ₂ O ⁻ | 0,35 | 0,55 | 0,30 |
| Total . | 99,90 | 100,55 | 99,50 |
| <i>p</i> | II | II | II (III) |
| <i>q</i> | 4 (5) | 5 | 5 |
| <i>r</i> | 3' | (3) 4 | 3' |
| <i>s</i> | 4 | 4 | 4 |
| <i>h</i> | 2' | 2' | (1) 2 |
| <i>k</i> | I | I | I |
| <i>l</i> | I | I | I |
| <i>m</i> | (2) 3 | 2 | 2 |
| <i>si</i> | 166 | 133 | 131 |
| <i>al</i> | 30 | 28 | 25,5 |
| <i>fm</i> | 41 | 43 | 46 |
| <i>c</i> | 16,5 | 19 | 18 |
| <i>alc</i> | 12 | 10 | 10 |
| <i>k</i> | 0,25 | 0,26 | 0,26 |
| <i>mg</i> | 0,50 | 0,65 | 0,66 |

RAPPORTS AVEC LE GRANITE DU VELAY.

A Saint-Agrève les gabbros quartziques malgachitiques constituent des enclaves de 1 à 2 m de long dans le granite du Velay. A Lamastre et à La Roue les masses de norite sont beaucoup

plus considérables, cependant il s'agit là encore d'enclaves au sein du granite qui les entoure de toutes parts et les recoupe de ses apophyses.

Le granite ne semble pas modifié au contact des roches basiques, tout au plus peut-on signaler une certaine tendance à la texture pegmatitique. Les norites, par contre, en bordure des masses importantes, présentent un certain nombre de modifications.

Le plus souvent, au voisinage du granite, on remarque une ouralitisé des pyroxènes, un enrichissement en quartz et, par conséquent, l'acquisition d'une composition minéralogique de gabbro quartzique analogue à celle des petites enclaves de Saint-Agrève.

En bordure ouest de la grande enclave de La Roue les norites ont localement des aspects orientés. Dans ces zones le plagioclase présente des signes certains de cataclase et les minéraux ferromagnésiens sont entièrement transformés en talc, la biotite seule demeure parfaitement fraîche.

Au lieu dit Le Sorbier, en bordure de la même enclave, quelques lambeaux d'amphibolite à résidus de pyroxènes sont interposés entre le granite et la norite à laquelle ils passent progressivement. Les amphibolites présentent des paillettes de biotite disposées obliquement par rapport à la schistosité.

INTERPRÉTATION GÉNÉRALE.

Dans ces conditions il ne paraît pas possible d'expliquer les roches étudiées comme de simples concentrations magnésiennes dans le granite. Avec les autres roches basiques qui, de loin en loin, constituent des essaims d'enclaves dans le granite du Velay, les roches malgachitiques doivent être interprétées comme les résidus d'anciens massifs plutoniques, antérieurs au granite, présents localement et de façon fortuite dans la série cristallophyllienne granitisée (J. Didier et M. Roques 1959).

De plus, l'existence locale d'un passage progressif norite-amphibolite et la présence de zones cataclastiques dans la norite, montrent que les norites sont antérieures au métamorphisme régional.

On comprend alors la coexistence dans les roches étudiées de minéraux de roches basiques : labrador et pyroxènes, et d'autres minéraux de formation plus récente : quartz, microcline, biotite et amphibole, qui impliquent des phénomènes tardifs d'apport et de recristallisation. Il est difficile, sur ce dernier point, de faire

la part du métamorphisme régional et celle de la granitisation. J'ai cependant tendance à rendre la granitisation responsable des principales modifications observées dans les norites massives au centre des enclaves. En effet, la biotite fraîche et orientée en tous sens qu'on trouve dans les norites est semblable à celle qui se développe dans les amphibolites et les roches cataclastiques en bordure des enclaves, indépendamment de la schistosité cristallophyllienne, et par conséquent du métamorphisme régional.

Des transformations analogues ont été décrites en d'autres régions dans des massifs de roches basiques enclavés dans des granites (M. Härme 1959, S. Zarayan 1958).

On sait d'autre part que J. Maisonneuve (1959) a découvert en Corse des roches malgachitiques, qui sont plus précisément des granites et des syénites à olivine et pyroxènes, résultant de l'assimilation par le granite de roches basiques anciennes.

Rares dans nos régions, les roches malgachitiques sont courantes dans les séries charnockitiques. Les norites de Lamastre paraissent très voisines des roches appelées charnockites basiques. Objet de nombreuses controverses quant à leurs origines, ces séries ont été récemment interprétées par L. F. Ainberg comme dérivant de la granitisation de roches basiques anciennes.

BIBLIOGRAPHIE

- | | |
|---|--|
| <p>AINBERG, L. F. (1955). — <i>Izvest. Akad. Nauk. S. S. S. R., Sér. Géol.</i>, n° 4.</p> <p>DIDIER, J. et ROQUES, M. (1959). — <i>C. R. Acad. Sci.</i>, Paris, 248, 1839.</p> <p>HÄRME, M. (1958). — <i>C. R. Soc. géol. Finlande</i>, 30, 45.</p> <p>JUNG, J. et BROUSSE, R. (1959). — Classification</p> | <p>modale des roches éruptives. Masson et Cie, Paris.</p> <p>MAISONNEUVE, J. (1959). — Thèse Sciences Naturelles, Clermont-Ferrand.</p> <p>ORLIAC, J. (1957). — Diplôme Études Supérieures, Clermont-Ferrand.</p> <p>ZARAYAN, S. (1959). — <i>C. R. Soc. géol. Fr.</i>, 3, 78.</p> |
|---|--|

Radioactivité des laves de la chaîne des Puys

PAR M. GOLDSZTEIN ET S. GUILLERMO,
Service de Minéralogie, C. E. A., Fontenay-aux-Roses.

Résumé. — Cette étude fait partie d'un travail d'ensemble sur la répartition de la radioactivité et de l'uranium dans les roches ignées françaises. Les laves de la chaîne des Puys forment un système de différenciation magmatique parfaitement continu, ce qui permet de suivre la distribution de la radioactivité, de l'uranium total et de l'uranium soluble, dans les séries de roches dont la position pétrographique et géochimique est définie avec précision. Divers diagrammes de corrélation sont présentés.

INTRODUCTION.

Le Service de Minéralogie du C. E. A. a entrepris depuis plusieurs années l'étude systématique des lois de répartition et de migration géochimiques de l'uranium dans un grand nombre de roches françaises.

Les recherches ont porté en premier lieu sur les granites en liaison avec lesquels se trouvaient la plupart des gisements.

Des résultats substantiels ont déjà été acquis. Mais pour définir avec plus de précision le rôle de l'uranium dans la pétrogenèse, il est apparu nécessaire d'élargir les investigations aux roches volcaniques.

Nous avons commencé cette étude par la Chaîne des Puys, car elle représente un district volcanique très classique et bien étudié sur le plan de la pétrogenèse. Ceci a considérablement simplifié notre tâche pour rassembler un échantillonnage représentatif de l'éventail pétrographique de cet ensemble.

Nous avons pu disposer, grâce à l'obligeance de M. Roques et de M. Peterlongo des documents et des échantillons de thèse de la collection de M. Bendor.

Notre travail sur le terrain a pu se borner à contrôler des points douteux ou à prélever des échantillons manquants.

Une quarantaine d'échantillons ont été ainsi rassemblés respectant les normes statistiques de volume devenues classiques depuis les travaux de M. Laffitte.

Chaque échantillon a été examiné en lame

mince et a fait l'objet d'une analyse quantitative des éléments majeurs :

SiO₂, K₂O, Na₂O, Fe₂O₃, FeO, MgO, Al₂O₃,
CaO, TiO₂.

L'étude du rayonnement β a été faite au compteur Geiger-Muller. L'uranium a été dosé par fluorimétrie.

L'uranium total est l'uranium réellement présent dans la roche.

L'uranium soluble est, par convention, l'uranium qui peut passer en solution dans l'acide nitrique dilué. Nous en verrons plus tard le sens.

La précision statistique des différents dosages a fait l'objet d'une étude très poussée qui a déjà été publiée par ailleurs.

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE.

Du point de vue pétrographique, les laves de la Chaîne des Puys forment une série complète de différenciations, série remarquablement continue depuis les dômites jusqu'aux basaltes.

Les types pétrographiques sont les suivants :

1) **Les trachytes calco-alcalins** représentés par les dômites, roches de composition variée plus ou moins acides ou basiques. Les types les plus courants contiennent de la biotite en petite quantité et selon le cas de la kaersutite et de l'augite généralement aëgyrinique. De

magnifiques cristaux de zircon, de sphène et en moindre quantité d'apatite caractérisent ces dômes.

Une quantité notable (environ 10 %) de tridymite et de cristobalite se rencontre dans la pâte de ces roches.

2) **Les trachyandésites à andésine.** Ce sont en général des laves grises, bulleuses, à grain fin dépourvu de phénocristaux. Le type est la lave de Volvic du Puy de la Nugère. Le plagioclase est de l'andésine, parfois de l'oligoclase. Les minéraux mélanocrates sont représentés par de la hornblende brune, de l'augite et un peu d'olivine, tous relativement en petite quantité.

3) **Les trachyandésites labradoriques** forment des cheires importantes telle que la grande Cheire du Puy de Côme. Elles contiennent à peu près 75 % de feldspaths. Une hornblende brune y est presque toujours présente. On y rencontre également de l'augite et un peu d'olivine. Leur teinte est plus sombre que les trachyandésites à andésine.

4) **Les basaltes et les trachybasaltes.** Les basaltes de la Chaîne des Puy's appartiennent tous au groupe des basaltes à olivine. Ils se distinguent des roches précédentes par une proportion plus grande des éléments colorés.

INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS. DIAGRAMMES.

1) Diagramme pétrochimique (fig. 1).

Nous avons d'abord construit le diagramme pétrochimique que M. Jung appelle le dia-

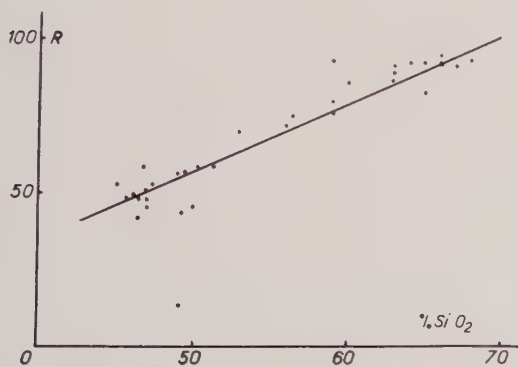


FIG. 1. — Diagramme pétrochimique. $R = \frac{K + Na}{K + Na + Ca} \cdot 100$.

gramme calco-alcalin ou en R en fonction de SiO_2

R étant

$$R = \frac{K + Na}{K + Na + Ca} \times 100$$

K
Na
Ca } exprimés en nombre d'atomes.

Nous voyons que ce paramètre R varie d'une façon remarquablement continue depuis les basaltes jusqu'aux dômes. Ce diagramme se superpose parfaitement au diagramme déjà établi par M. Jung et basé sur plus de 60 autres analyses.

Ceci contrôle la qualité de notre échantillonnage.

2) L'uranium.

a) *Diagramme de l'uranium total en fonction de SiO_2* (fig. 2). Nous avons d'abord établi le diagramme en fonction de SiO_2 . La tendance générale de la croissance de l'uranium lorsque la silice augmente est nettement marquée par une sorte d'ellipse de corrélation si l'on excepte deux points sur lesquels nous reviendrons.

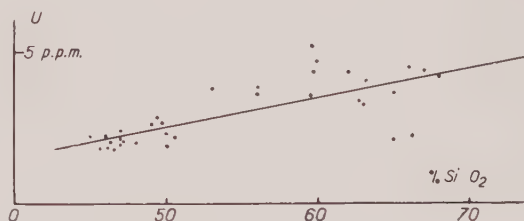


FIG. 2. — Uranium total en fonction de SiO_2

b) *Diagramme de l'uranium total en fonction de R* (fig. 3). Ce diagramme nous a paru plus rationnel, il représente mieux à notre avis le caractère pétrographique de la série magmatique.

L'ellipse de corrélation est encore plus nette.

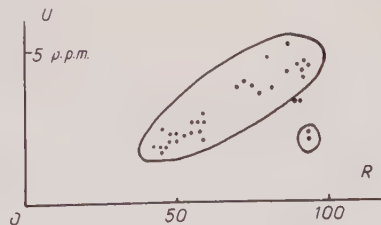


FIG. 3. — Uranium total en fonction de R.

c) *Diagramme de la radioactivité β en fonction de R* (fig. 4). L'ellipse de corrélation est encore très nette.

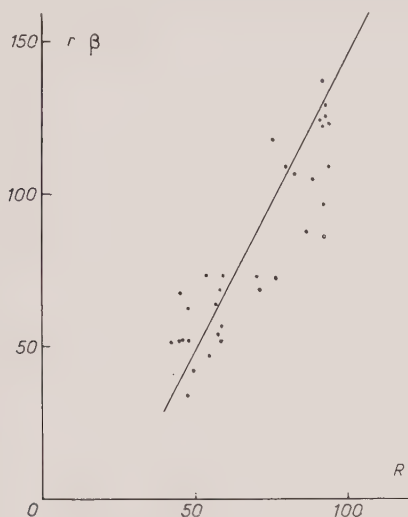


FIG. 4. — Radioactivité β ($r\beta$) en fonction de R.

Notons que les deux points situés en dehors de l'ellipse dans les diagrammes précédents sont ici dans l'ellipse. Il semblerait donc que ces deux échantillons aient perdu leur uranium par altération récente, sans que les descendants de la famille de l'uranium, qui sont plus radioactifs et dont les propriétés chimiques sont différentes, aient suivi le même processus.

d) *Diagramme de l'uranium soluble en fonction de R* (fig. 5). Nous voyons qu'ici il n'y a pratiquement pas de corrélation.

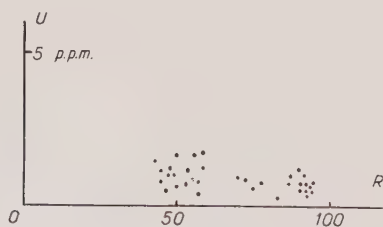


FIG. 5. — Uranium soluble en fonction de R.

Les points se distribuent dans une sorte de plage, en gros parallèle à l'axe R.

e) *Diagramme de l'uranium structural en fonction de R* (fig. 6). L'uranium structural, c'est-à-dire la différence entre l'uranium total et

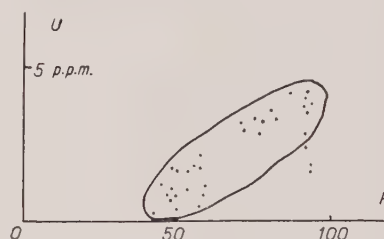


FIG. 6. — Uranium structural en fonction de R.

l'uranium soluble, contrairement à ce que nous avons vu dans le diagramme précédent, est nettement en corrélation avec la croissance de R.

CONCLUSION.

Les diagrammes de corrélation montrent que la teneur en uranium dans les laves de la Chaîne des Puys évolue régulièrement avec la position pétrographique de la roche au cours de la différenciation.

Ceci confirme une fois de plus la tendance de l'uranium à se concentrer de préférence dans la partie alcaline des magmas.

Il faut voir là une conséquence des propriétés géochimiques de l'ion U^{++++} qui ne peut entrer que dans un petit nombre de structures cristallines.

Si, en gros, on admet que l'uranium insoluble est l'uranium quadrivalent qui est engagé dans les structures cristallines, et que l'uranium soluble est l'uranium hexavalent plus ou moins diffus dans la roche, il semble que dans le cas de la Chaîne des Puys on soit parti d'un magma pauvre en uranium et que cet uranium ait pratiquement pu se fixer entièrement dans les structures cristallines des minéraux accessoires tels que le zircon, le sphène, etc...

BIBLIOGRAPHIE

- BENTON, Y. (1952). — Thèse, Paris.
 COATS, R. R. (1955). — *Actes 1^{re} Conférence Internationale*, Genève, 6, 286.
 COULOMB, R. (1959). — Thèse, Paris.
 JUNG, J. et BROUSSE, R. (1958). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 81, 133.
 LAFFITTE, P. (1957). — *Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifères*, Masson éditeur, Paris.
 LARSEN, E. S. Jr, PHAIR, G., GOTTFRIED, D. et SMITH, W. L. (1955). — *Actes 1^{re} Conférence Internationale*, Genève, 6, 275.
 LARSEN, E. S. Jr, GOTTFRIED, D. et MOLLOY, M. (1958). — *Actes 2^e Conférence Internationale*, Genève, 2, 509.
 SHARP, B. J. (1955). — *Actes 1^{re} Conférence Internationale*, Genève, 6, 291.

Sur un nouvel arséniure de nickel (Ni_2As). L'orcélite

PAR M^{lle} S. CAILLÈRE, MM. J. AVIAS ET J. FALGUEIRETTES,
Laboratoire de Minéralogie du Muséum, Paris.

Résumé. — Dans le massif de Tiébaghi (Nouvelle-Calédonie) deux sondages ont permis de recouper une zone minéralisée. Celle-ci renferme principalement un minéral bronzé, anisotrope dont les pouvoirs réflecteurs élevés diffèrent de ceux des autres arséniures connus. L'analyse chimique conduit à lui donner la formule Ni_2As . L'étude thermique permet d'établir que par calcination à l'air les arséniures moins riches en métal se transforment en Ni_2As vers 650° .

D'autre part, le diagramme X de l'orcélite correspond à celui d'arséniures de synthèse obtenus soit par fusion, soit par diffusion à chaud.

Dans le massif de harzburgites serpentinisées de Tiébaghi Nouvelle-Calédonie, un sondage exécuté par la Société le Nickel, a permis de recouper une minéralisation arsénée. Celle-ci est constituée principalement par un minéral bronzé dont la teinte diffère de celle de la nickélite plus rose, de celle de la mauchérite plus rougeâtre et pour lequel nous avons proposé le nom d'orcélite (S. Caillère, J. Avias et J. Falgueirettes, 1959).

L'examen microscopique en lumière réfléchie révèle que le minéral est homogène. Légèrement polychroïque il agit assez nettement sur la lumière polarisée entre nicols croisés dans des tons vert et violet.

La mesure des pouvoirs réflecteurs, exécutés à l'aide d'un photomultiplicateur d'électrons (J. Prouvost, 1958) a été faite dans trois longueurs d'ondes : le vert $530\ \mu$, le jaune $600\ \mu$ et le rouge $650\ \mu$. Les valeurs obtenues ont été groupées dans un tableau ainsi que celles trouvées avec la nickélite d'Allemont (Isère) n° 56.60 et avec la mauchérite d'Elk Lake (Ontario) n° 115.130.

| | orcélite | | nickélite | |
|----------------|----------|--------|-----------|--------|
| | R'_g | R'_p | R'_g | R'_p |
| vert. | 0,48 | 0,44 | 0,52 | 0,48 |
| jaune. | 0,54 | 0,52 | 0,61 | 0,54 |
| rouge. | 0,58 | 0,56 | 0,65 | 0,61 |

| | mauchérite | |
|----------------|------------|--------|
| | R'_g | R'_p |
| vert. | 0,49 | 0,37 |
| jaune. | 0,57 | 0,49 |
| rouge. | 0,62 | 0,53 |

Cet ensemble de valeurs conduit à penser que le minéral néocalédonien est distinct des deux autres arséniures.

C'est ce que confirme l'analyse chimique complète exécutée par M. Patureau, chef du laboratoire d'analyses de roches du C. N. R. S., sur une prise d'essai de 1 g préalablement triée sous le microscope. Les résultats obtenus sont les suivants :

| | |
|--------------------|---------------------------------|
| As : 31,50 | Fe_2O_3 : 0,85 |
| S : 1 | MgO : 3,80 |
| Ni : 57 | $\text{H}_2\text{O} \pm$: 1,50 |
| SiO_2 : 4 | total : 99,65 |

Ils montrent qu'un minéral de formule $\text{Ni}_{2,1}\text{As}$ voisin de Ni_2As est associé à environ 9,15 % d'antigorite. La composition minéralogique de la poudre analysée peut se résumer ainsi :

| |
|---|
| Ni_2As : 89,50 |
| 2 SiO_2 , 3 MgO, 2 H_2O : 9,15 |
| Fe_2O_3 : 0,85 |
| $\text{H}_2\text{O} \pm$: 0,30 |
| 99,80 |

La densité mesurée sur la poudre triée conduit, après correction due à la présence de l'antigorite, à une valeur de 8 et non de 6,5 comme il avait été indiqué par erreur.

Nous donnons dans la figure 1 la courbe thermique différentielle de ce minéral (courbe 1) ainsi que celles des deux minéraux voisins nickélite d'Allemont (courbe 3) et mauchérite d'Elk Lake (courbe 2).

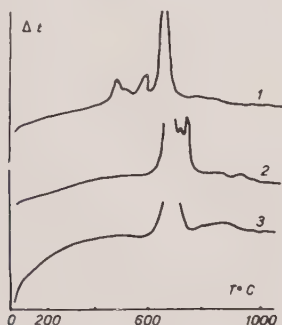


FIG. 1. — Courbes thermiques différentielles : 1. orcélite; 2. mauchérite d'Elk Lake (Ontario); 3. nickélite d'Allemont.

Elles ont été réalisées suivant la méthode de dilution décrite par G. Sabatier (1956) et avec le dispositif utilisé par C. Lévy (1958) pour l'étude de quelques minerais sulfurés.

Signalons que la courbe 1 est très analogue à celle obtenue par I. Asensio et G. Sabatier (1958) mais elle montre plus accentué le deuxième phénomène exothermique.

Exécutées dans l'air elles traduisent probablement l'oxydation de ces minéraux mais nous verrons en examinant les résultats de l'étude thermopondérale, comment on peut les interpréter. Les phénomènes exothermiques apparaissent à une température d'autant plus élevée que le minéral est plus riche en métal. Le phénomène exothermique débute vers 400°, pour la nickélite, à 575° pour la mauchérite et à 600° pour Ni_2As .

L'étude thermopondérale des trois minéraux a été réalisée également dans l'air. Les diagrammes de la figure 2 mettent en évidence des différences très nettes de comportement entre 500° et 650°. Les pertes de poids correspondent, sans doute, à un départ d'arsenic (A. Beutell, 1915) et les reprises de poids à la fixation d'oxygène par le produit restant. En tout cas, tels quels, les diagrammes thermopondéraux permettent de déterminer les températures de

décomposition de ces arséniures. Celles-ci sont de 490° pour la nickélite d'Allemont, de 575° pour la mauchérite de l'Ontario et de 625° pour Ni_2As . L'orcélite, en effet, restée stable jusque-là, s'oxyde à son tour.

Quant à la perte de poids elle atteint 28 % avec NiAs , elle est seulement de 16 % avec $\text{Ni}_{1,5}\text{As}$ et elle devient sensiblement nulle pour l'orcélite. On remarque que la perte de poids s'opère pour la nickélite en trois étapes. Entre 500 et 550° elle perd 7,8 %. Après une légère reprise de poids des de 0,8 % elle perd à nouveau 7,9 % entre 600 et 650°. Enfin le dernier accident qui se produit entre 650° et 700° est accompagné d'une diminution de poids de 13,1 %.

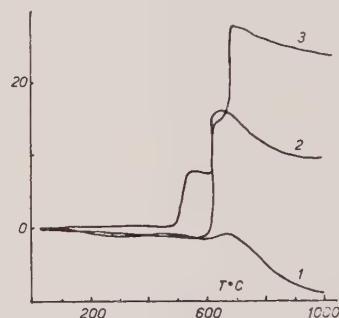


FIG. 2. — Courbes thermopondérales des trois arséniures de nickel étudiés. 1 : minéral étudié; 2 : mauchérite; 3 : nickélite.

L'importance relative de ces pertes de poids paraît indiquer qu'à la fin de la première étape NiAs se soit transformé par suite du dégagement partiel de l'arsenic en un produit de formule $\text{Ni}_{1,2}\text{As}$. L'étape suivante conduirait à la formation de $\text{Ni}_{1,5}\text{As}$: la mauchérite et finalement vers 670° il se formerait Ni_2As .

Si l'on considère maintenant le diagramme de la mauchérite on constate qu'il ne comporte qu'un seul palier vers 600° et que après une perte de 16 % on aboutirait à nouveau à la formation de Ni_2As . Ceci expliquerait le comportement de l'orcélite qui ne subit aucune variation notable de poids jusqu'à 650°.

Les reprises de poids sont variables. De 5 % dans le cas de la nickélite elle passe à 6,8 % avec la mauchérite et atteint 8 % avec l'orcélite. De telles variations s'interprètent d'une manière assez satisfaisante en admettant l'hypothèse précédente, c'est-à-dire la formation de l'orcélite par calcination de la nickélite et de la

mauchérite avant qu'interviennent les phénomènes d'oxydation du métal.

On trouvera ci-dessous les reprises de poids observées et calculées.

| | observées | calculées |
|------------------|-----------|-----------|
| nickélite. | 5 % | 5,8 % |
| mauchérite. | 6,8 % | 7 % |
| orcélite. | 8 % | |

en prenant pour base l'oxydation de l'orcélite.

Ces valeurs très voisines semblent bien montrer que l'on obtient à 700° Ni_2As , quel que soit l'arséniure initial. C'est d'ailleurs ce que confirment les trois diagrammes des produits de calcination qui sont identiques. Il reste à en préciser la nature. En effet, il s'agit d'un mélange.

Certains auteurs ont signalé la présence de NiO dans les produits de calcination de différentes nickélites. Nous constatons également dans nos diagrammes les réflexions caractéristiques de ce minéral auxquelles s'ajoutent une série de raies traduisant la présence d'un arséniate de formule $\text{As}_2\text{O}_7\text{Ni}_2$ (J. B. Taylor et R. D. Heyding, 1958).

Par ailleurs, pour rendre compte de la reprise de poids observée sur le diagramme thermopondéral on est conduit à supposer que l'oxyde de nickel est associé à un pyroarséniate dont la formule est bien $\text{As}_2\text{O}_7\text{Ni}_2$. D'ailleurs la courbe thermopondérale révèle une variation de poids de 23 % entre l'état initial et l'état final. Or, si nous passons de NiAs à NiO la perte de poids devrait s'élever à 44 %.

Afin de vérifier la formation intermédiaire de Ni_2As on a chauffé quelques petits fragments de nickélite à 625° à l'air pendant 5 minutes. Une section polie faite dans l'un d'eux montre autour d'un noyau de nickélite intact une zone d'orcélite formant une sorte de feston à la périphérie.

Par chauffage à 675° , pendant 15 minutes d'un fragment de même taille que précédemment (quelques millimètres de côté) la transformation est presque complète. On observe seulement quelques bandes résiduelles de nickélite dans la partie centrale, alors que le pourtour du grain est constitué par un agrégat polarisant dans les teintes vertes et violettes caractéristiques de l'orcélite.

D'autre part, depuis notre précédente publication (1959) nous avons eu connaissance que R. D. Heyding et L. D. Calvert ont étudié, en 1957, le diagramme de phases de Ni-As .

Ces auteurs ont pu mettre en évidence dans des alliages contenant de 34,6 à 36,5 % d'arsenic, outre le composé Ni_5As_2 , une phase un peu moins riche en nickel qu'ils ont appelée phase γ .

R. D. Heyding et L. D. Calvert ne l'ont jamais obtenue à l'état pur ; cependant, pensant avoir affaire à un composé défini, ils ont publié la liste de ses distances réticulaires. Celles-ci ont été obtenues en retranchant du diagramme du mélange les équidistances appartenant au composé Ni_5As_2 . La liste des équidistances de la phase γ des auteurs canadiens est reproduite ci-dessous et en regard on trouvera les distances réticulaires de l'orcélite.

| Orcélite | | Phase γ | |
|----------|-------|----------------|------|
| I | d | I | d |
| 1 | 4,07 | | |
| 1 | 3,20 | 3 | 3,18 |
| 1 | 3,05 | | |
| 2 | 2,899 | 10 | 2,90 |
| 2 | 2,831 | | |
| 1 | 2,718 | 1 | 2,67 |
| | | 1 | 2,49 |
| 1 | 2,487 | 3 | 2,45 |
| | | 2 | 2,25 |
| 1 | 2,22 | 15 | 2,21 |
| 4 | 2,11 | 20 | 2,18 |
| | | 1 | 2,06 |
| 10 | 1,977 | 100 | 1,98 |
| 10 | 1,918 | 90 | 1,91 |
| 4 | 1,81 | 20 | 1,82 |
| 4 | 1,737 | 30 | 1,75 |
| 3 | 1,65 | | |
| 3 | 1,63 | 15 | 1,63 |
| 4 | 1,38 | 25 | 1,38 |
| 3 | 1,29 | 20 | 1,29 |

L'orcélite correspond donc bien à la phase γ du diagramme Ni_2As .

Par ailleurs, M. M. J. Bolfa et R. Pastant (1959) ont pu reproduire l'orcélite par diffusion à chaud et sous pression.

En effet dans certaines de leurs préparations ils ont identifié la nickélite typique et une autre « nickélite » orangé plus clair, moins biréfléctante.

L'examen d'une section polie qui nous a été aimablement communiquée par les auteurs cités, montre au contact de l'arsenic un mince liséré de nickélite bordé du côté du nickel par une bande plus large d'un composé orangé clair qui polarise dans les verts et violets. Ses pouvoirs réflecteurs mesurés dans la lumière verte sont :

$$R'_p = 0,48$$

$$R'_p = 0,44$$

valeurs absolument identiques à celles de l'orcélite.

En outre, la position même du composé orangé clair semble bien indiquer qu'il est plus riche en nickel que la nickélite.

Enfin, voici les distances réticulaires : 4,10 3,25 2,67 (faibles) 1,99 1,92 (très intenses) que MM. Bolfa et R. Pasant n'avaient pu attribuer ni à la nickélite ni à la mauchérite dans le diagramme d'un prélèvement effectué sur l'ensemble de la zone orangée et qui effectivement appartiennent à l'orcélite.

En résumé, le minéral de Tiébaghi répondant à la formule Ni_2As est une espèce nouvelle « l'orcélite ». Cet arséniure qui existe probablement dans le gisement originel en quantité

notable se trouve à une profondeur supérieure à 100 m, et il n'a pu donner lieu jusqu'ici qu'à un prélèvement de quelques grammes.

Par contre, le composé Ni_2As a été préparé par voie de synthèse par fusion et par diffusion, mais toujours associé à un autre arséniure.

Fort heureusement une simple calcination à l'air entre 625 et 675° d'un arséniure moins riche en métal que Ni_2As conduit à la formation d'une orcélite artificielle relativement pure.

Ce travail est publié avec l'approbation du Comité de Nomenclature qui s'est réuni les 21 avril, 6 octobre et 10 novembre 1960.

L'échantillon d'étude est conservé à la Collection de Minéralogie du Muséum d'Histoire Naturelle de Paris.

BIBLIOGRAPHIE

- ASENSIO, I. et SABATIER, G. (1958). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 81, 12.
 BEUTELL, A. (1915). — *Centralblatt Miner.*, 359.
 BOLFA, J. et PASTANT, R. (1959). — *Congr. Soc. Sav.*, Dijon, 309.
 CAILLÈRE, S., AVIAS, J. et FALGUEIRETTES, J. (1959). — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 249, 1771.
 HEYDING, R. D. et CALVERT, L. D. (1957). — *Canad. J. Chem.*, 35, 1207.
 LEVY, C. (1958). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 81, 29.
 PROUVOST, J. (1958). — *C. R. Soc. Sav.*, Aix-Marseille, 111.
 SABATIER, G. (1956). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 79, 172.
 TAYLOR, J. B. et HEYDING, R. D. (1958). — *Canad. J. Chem.* 36, 597.

Utilisation d'un spectromètre γ à 100 canaux dans quelques problèmes de géologie nucléaire

PAR R. COULOMB ET M. GOLDSZTEIN,

Service de Minéralogie, Commissariat à l'Énergie Atomique, Fontenay-aux-Roses (Seine).

Résumé. — Le groupe de géochimie et géologie nucléaire du Service de Minéralogie poursuit l'étude systématique de la répartition et la migration des isotopes radioactifs dans divers phénomènes géochimiques (granitisation, volcanisme, altération, latéritisation).

A côté des techniques classiques de dosage (colorimétrie, fluorimétrie, radiochimie) et d'un équipement très complet de détection des rayonnements, le groupe dispose depuis un an d'un ensemble très poussé de spectrométrie équipé d'un sélecteur d'amplitude à 100 canaux à mémoire magnétique. Cet appareil d'un emploi particulièrement souple nous a permis de trouver des solutions élégantes à de nombreux problèmes nécessitant jusqu'alors des opérations chimiques longues et délicates.

Nous décrivons l'appareillage et les quelques méthodes de dosage adaptées au domaine de la géochimie.

Les progrès de la géochimie et de la géologie nucléaire vont de pair avec la mise au point de techniques de déterminations toujours plus fidèles, sélectives, sensibles, et surtout plus rapides.

On sait que les radioéléments peuvent être caractérisés par leur période mais aussi par la nature et l'énergie de leur rayonnement. En particulier, les émetteurs γ donnent des spectres caractéristiques sur lesquels un grand nombre de mesures ont été effectuées.

Nous nous sommes proposé de développer les séduisantes méthodes de Hurley pour les problèmes qui nous intéressent, en particulier celui d'échantillons radioactifs déséquilibrés et celui du dosage simultané des traces de thorium, radium, uranium dans les roches ou les sols.

Les spectres de radioéléments naturels sont en général beaucoup plus complexes que ceux des radioéléments artificiels et leur étude nécessite un très grand raffinement de l'ensemble de spectrométrie γ . Seuls les sélecteurs à mémoires magnétiques et un grand nombre de canaux, permettant le stockage de longue durée des informations, ouvrent pratiquement la spectro-

métrie au domaine des très faibles radioactivités qui précisément intéressent le géochimiste.

A. — RAPPEL DES PRINCIPES DE LA SPECTROMÉTRIE γ .

Dans un détecteur à scintillation, la succession des phénomènes est la suivante :

1° Absorption de la radiation incidente dans un cristal à scintillation.

2° Conversion lumineuse de l'énergie dissipée et émission de photons.

3° Transmission des photons émis à la cathode d'un photomultiplicateur et émission de photoélectrons.

4° Multiplication des électrons.

Dans le cas d'un rayonnement γ , trois effets ont lieu dans le cristal :

— l'effet photoélectrique,

— l'effet Compton,

— la production de paires.

L'importance de ces trois phénomènes dépend de l'énergie du photon incident et de la densité du cristal. Aux basses énergies ($E_\gamma < 1$ MeV), l'effet photoélectrique domine mais peu à peu

l'effet Compton prend de l'importance. Aux hautes énergies, l'effet photoélectrique diminue mais l'absorption de rayonnement par création de paires prend de plus en plus d'importance. En spectrométrie γ , on cherche à exalter les pics photoélectriques au détriment de la distribution Compton.

B. — DESCRIPTION DE L'APPAREILLAGE.

a) Détecteur (ensemble cristal photomultiplicateur).

Le détecteur est classiquement composé de cristaux d'iodure de sodium activé au thallium. Nous avons essayé plusieurs détecteurs de différentes grosseurs (1,5 pouces \times 1''; 1 pouce $3/4 \times 2''$ avec et sans puits; et depuis quelques mois un cristal 100×80 mm fabriqué par « Quartz et Silice ». La théorie et la pratique montrent l'intérêt restreint des cristaux à puits, sur lesquels on avait cependant fondé beaucoup d'espoir, mais par contre la supériorité des gros cristaux.

En effet, plus un cristal est gros, plus sa sensibilité et son rendement sont élevés et surtout plus les pics photoélectriques sont renforcés par rapport à la distribution Compton. Nous avons peur que ces avantages ne soient compensés par une perte de résolution; il n'en est rien. Le cristal de 80×100 mm est à l'heure actuelle le modèle le mieux adapté à la spectrométrie γ . La résolution ⁽¹⁾ de ce cristal équipé d'un photomultiplicateur Dario 53 AVP sélectionné pour spectrométrie se révèle excellente: de l'ordre de 10 %.

b) Blindage.

Un blindage est nécessaire pour réduire au maximum le niveau du bruit de fond dû à des sources extérieures (y compris les murs du laboratoire).

Mais, en spectrométrie γ , il ne suffit plus, comme dans les mesures de radioactivité classiques, d'enfermer le détecteur dans un château de plomb ordinaire. C'est d'ailleurs une question qui ne semble pas toujours avoir été estimée à sa juste importance.

En effet, l'échantillon rayonne sur le scintillateur mais aussi sur les parois du blindage provoquant des rayonnements diffusés intenses pouvant masquer ou troubler complètement

le rayonnement direct que l'on cherche à étudier.

Ce rayonnement diffusé a deux origines: l'effet photoélectrique et l'effet Compton. L'effet photoélectrique est particulièrement important dans le plomb où l'on a la production d'une raie X du matériau absorbant.

L'étude détaillée de ce problème montre que l'on peut réduire les effets photoélectriques par un blindage progressif de matériaux de numéros atomiques décroissants, chacun de ces matériaux étant choisi pour avoir une section efficace pour l'absorption de la raie X du matériau précédent.

Pour réduire l'effet Compton, il suffit d'éloigner au maximum le blindage de la source, c'est-à-dire de construire un château de plomb aussi grand que le permettent l'espace et le prix. Nous utilisons ainsi un blindage en chevrons de plomb de 5 cm d'épaisseur, de dimensions $75 \times 75 \times 70$ cm. L'intérieur est doublé de sandwich en plaques de cadmium et de cuivre (fig. 1). Son poids est d'environ une tonne et demie.

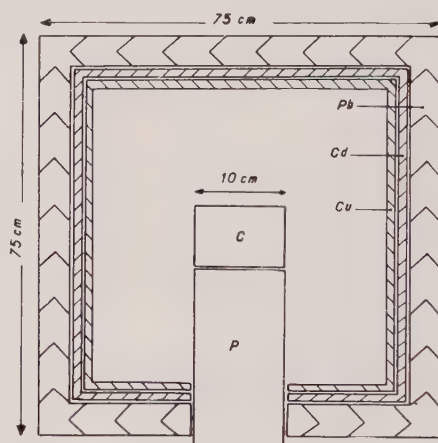


FIG. 1. — Coupe du détecteur. C : cristal; P : photomultiplicateur.

La figure 2 montre la différence de spectres obtenus pour la même hauteur du pic de césium, l'un avec un cristal $1,5 \times 2$ dans un château de plomb provisoire de $40 \times 40 \times 40$ cm (donc déjà assez grand), l'autre dans le château de plomb définitif avec le cristal de 80×100 mm. On voit la diminution considérable de l'effet Compton et de la rétrodiffusion.

c) Sélecteur.

Nous utilisons un sélecteur à 100 canaux type 3 300 « Intertechnique ». Les impulsions élec-

(1) Résolution % : rapport de la largeur du pic à mi-hauteur à son abscisse multiplié par 100.

triques linéairement amplifiées attaquent le sélecteur d'amplitude.

Le but de cet appareil est d'enregistrer dans M canaux le nombre N_M d'impulsions dont l'amplitude est comprise entre les valeurs E_M et $E_M + e$. La largeur du canal e est la même pour les M canaux. La position du $M^{\text{ième}}$ canal varie d'un canal au suivant par bond de e , de façon que les M canaux couvrent une plage d'analyse de $M e$ sans discontinuité ni recouvrement. Les impulsions sont enregistrées sous forme de nombre N_M pour le canal M. L'ensemble des nombres stockés dans les M canaux constitue le spectre des impulsions incidentes.

L'information est stockée dans une mémoire à tores magnétiques sous forme binaire et restituée soit sous forme d'histogramme sur un enregistreur, soit décodée et imprimée sur une machine imprimante.

Le spectre est visualisé sur un oscilloscope pendant et après l'analyse ce qui permet de suivre à tout moment son tracé.

Cet appareil s'est révélé un outil d'étude particulièrement remarquable, d'une grande souplesse d'utilisation, la zone des spectres analysés pouvant être facilement déplacée, dilatée ou ajustée en quelques secondes sur des valeurs d'énergies parfaitement repérées.

Les spectres enregistrés peuvent être mis en complément dans la mémoire, c'est-à-dire qu'au cours de l'enregistrement suivant on peut effectuer la soustraction d'un autre spectre. On peut donc ainsi en particulier obtenir un spectre pur, mouvement propre déduit, ce qui est précieux dans le cas de faibles radioactivités.

C. — ÉTUDE DE QUELQUES SPECTRES.

La figure 3 donne le spectre d'un échantillon de la famille uranium-radium entre 0 et 2,7 MeV. On peut y voir les pics :

0,09 ; 0,18 ; 0,29 ; 0,35 ; 0,61 ; 0,77 ; 1,12 ; 1,38 ; 1,76 ; 2,2 ; 2,4 MeV.

La figure 4 donne le spectre d'un échantillon de la famille thorium pratiquement dépourvu d'uranium. Les pics sont ici :

0,09 ; 0,24 ; 0,58 ; 0,72 ; 0,93 ; 1,5 ; 1,61 ; 2,1 ; 2,2 ; 2,62 MeV.

Si un certain nombre de pics sont communs aux deux familles, on voit cependant que dans la famille du thorium existent quelques pics

nettement caractéristiques, en particulier ceux de 0,24 et 2,62 MeV.

Les tableaux suivants donnent l'origine de l'émetteur des deux familles : (cf. tableaux 1 et 2).

TABLEAU I.

Famille de l'uranium.

Radio-activité γ .

| ÉLÉMENTS | NOMBRE DE γ PAR DÉSINTÉ- GRATION | ÉNERGIE EN MeV | INTENSITÉ RELATIVE % |
|------------------------------|--|-------------------|----------------------------|
| U_{x1} | 0,2 | 0,093 | 1,0 |
| U_{x1} | 0,045 | 0,180 | 0,4 |
| U_{x2} | 0,017 | 0,8 | 0,7 |
| U_{x2} | 0,002 | 1,5 | |
| I_o | 0,11 | 0,068 | ≈ 0 |
| I_o | 0,01 | 0,19 | ≈ 0 |
| Somme du groupe | 0,384 | | 2,1 |
| Ra | 0,012 | 0,184 | ≈ 0 |
| Ra B. | 0,115 | 0,241 | 14,3 |
| Ra B. | 0,258 | 0,294 | |
| Ra B. | 0,450 | 0,350 | |
| Ra C. | 0,658 | 0,607 | 83,6 |
| Ra C. | 0,065 | 0,766 | |
| Ra C. | 0,067 | 0,933 | |
| Ra C. | 0,206 | 1,120 | |
| Ra C. | 0,063 | 1,238 | |
| Ra C. | 0,064 | 1,379 | |
| Ra C. | 0,258 | 1,761 | |
| Ra C. | 0,074 | 2,198 | |
| Ra C. | 0,020 | 2,42 | |
| Somme du groupe | 2,31 | | 97,9 |
| Somme de la famille. | 2,694 | | 100 |

Sur le plan pratique, il est à noter que le taux de comptage ou l'amplitude des pics diminue rapidement à partir de 700 KeV. Ceci revient à dire que pour un temps de comptage donné, on peut avoir un très bon spectre entre 0 et 700 KeV et des raies très faibles ou floues au-delà.

Il paraît donc inutile d'examiner l'ensemble

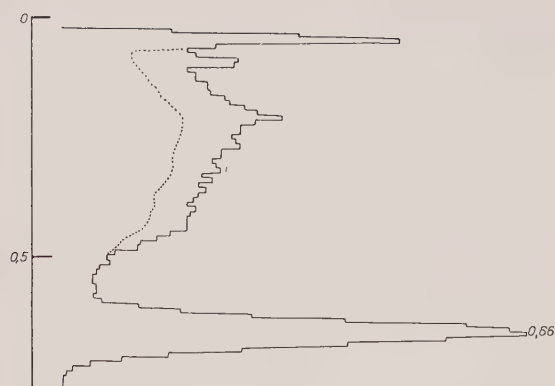


FIG. 2.

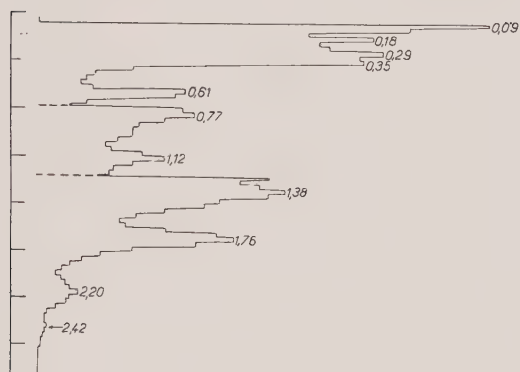


FIG. 3.

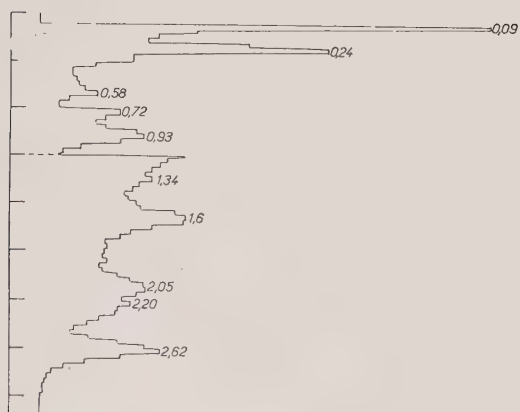


FIG. 4.

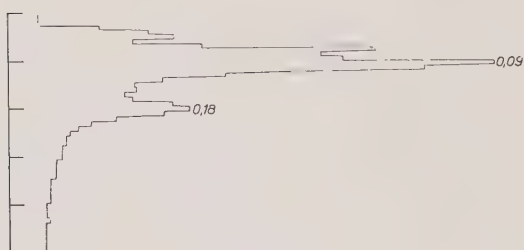


FIG. 5.

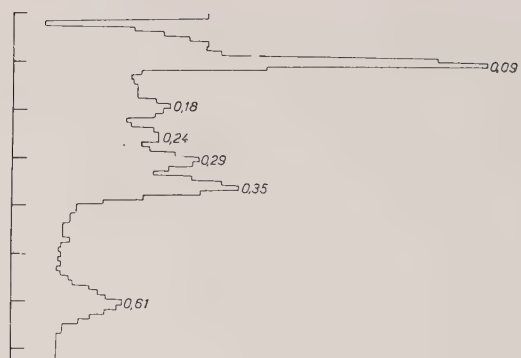


FIG. 6.



FIG. 7.



FIG. 8.

FIG. 2. — Spectres du césium, *a* : cristal $1,5 \times 2$, en trait plein; *b* : cristal 80×100 mm, en pointillés. Échelle en MeV.

FIG. 3. — Spectre total de la famille uranium-radium.

FIG. 4. — Spectre total du thorium.

FIG. 5. — Spectre de l'uranium sans ses descendants.

FIG. 6. — Spectre du radium.

FIG. 7. — Spectre de l'uranium en équilibre.

FIG. 8. — Spectre du thorium.

du spectre des énergies mais au contraire il est très intéressant d'étaler la partie du spectre entre 0 et 700 KeV, ce qui permet de détailler beaucoup mieux les raies dans cette gamme.

TABLEAU 2.

Famille du thorium.

Radio-activité γ .

| ÉLÉMENTS | NOMBRE DE γ PAR DÉSINTÉ- GRATION | ÉNERGIE EN MeV | INTENSITÉ RELATIVE % |
|--------------------------------|--|-------------------|----------------------------|
| Ms Th 2. | 1 | 0,40 | 39,3 |
| Ms Th 2. | 1 | 0,930 | |
| Ra Th. | 0,23 | 0,084 | 0,5 |
| Th B. | 0,88 | 0,24 | 6,4 |
| Th C. | 0,7 | 0,04 | 21,5 |
| Th C. | 0,02 | 0,26 | |
| Th C. | 0,011 | 0,33 | |
| Th C. | 0,01 | 0,45 | |
| Th C. | 0,185 | 0,72 | |
| Th C. | 0,160 | 0,83 | |
| Th C. | 0,055 | 1,03 | |
| Th C. | 0,045 | 1,34 | |
| Th C. | 0,07 | 1,61 | |
| Th C. | 0,07 | 1,81 | |
| Th C. | 0,025 | 2,2 | |
| Th C''. | 0,34 | 0,58 | 32,3 |
| Th C''. | 0,34 | 2,62 | |
| Somme de la fa- mille. | 5,14 | | 100 |

Les graphiques suivants sont donc établis dans ce domaine, en plaçant le pic du césium de 0,660 KeV rigoureusement dans le canal 66 : l'échelle des abscisses devient extrêmement simple, le numéro du canal correspond à l'énergie en KeV multiplié par 10.

La figure 5 représente le spectre d'un échantillon d'uranium séparé de ses descendants radifères, c'est-à-dire simplement à l'équilibre avec le début de la famille (U_{x1} , U_{γ}), étalon qui peut être considéré comme pratiquement sans décroissance. On peut voir que la contribution due à l'uranium est pratiquement nulle au-delà de 180 KeV. Le pic à 180 KeV est également dû à ^{235}U . Le rapport des hauteurs des pics à 90 KeV et 180 KeV permet de connaître l'enrichissement en ^{235}U .

La figure 6 donne au contraire le spectre du radium sans uranium. Ce spectre est beaucoup plus riche en raies dues principalement au dépôt actif à vie courte en équilibre avec le radium.

La figure 7 donne le spectre d'un minerai U/Ra à l'équilibre où l'on retrouve tous les pics du radium et de ses descendants mais où le pic à 90 KeV dû à la superposition des pics U_x et des pics du radium est plus large ; l'aire du pic à 90 KeV est la somme des deux contributions.

La figure 8 est celle d'un spectre d'un minerai de thorium pur (1). Le pic à 240 KeV le distingue fortement des spectres des minerais d'uranium où la zone entre 90 et 350 KeV ne présente que de petits pics assez peu importants.

D. — MÉTHODE DE DOSAGE DE L'URANIUM, DU RADIUM, DU THORIUM (ET DU POTASSIUM).

Le but est évidemment non seulement de constater qualitativement l'existence de radioéléments mais aussi de les doser.

Le dosage des radioéléments ne peut être séparé de la notion de l'équilibre radioactif. Lorsque cet équilibre est réalisé dans un groupe de radioéléments en filiation, le dosage d'un radioélément du groupe permet de connaître les autres.

On sait qu'il existe des familles indépendantes de radioéléments naturels (famille U/Ra, ^{235}U , Th, ^{40}K) qui tendent à se mettre en équilibre. Mais au sein d'une même famille, des phénomènes géochimiques tels que l'altération, peuvent provoquer des déséquilibres qui subdivisent la famille en plusieurs groupes qui deviennent alors indépendants.

Pratiquement, pour obtenir le nombre d'équations suffisant, on dispose de plusieurs méthodes, par exemple utiliser diverses radiations (α , β , γ) ou discriminer les énergies d'un même type de radiation, solution à laquelle nous allons donner notre choix.

Dans les problèmes de géochimie des matériaux solides, nous allons voir que les radioéléments indépendants à doser se réduisent à un petit nombre (les autres se déduisant par les conditions d'équilibre).

(1) Échantillon de thorite de Kasika (Kivu), particulièrement pauvre en uranium, qui nous a été aimablement fourni par M. Van Wambeke.

1° La famille du thorium.

Le thorium se trouvant sous des formes minérales peu altérables et se mettant en équilibre en 50 ans (ce qui est peu en géologie), la famille du thorium forme un groupe indépendant.

2° La famille uranium-radium.

Les propriétés géochimiques diamétralement opposées de l'uranium et du radium, l'existence d'une cascade de deux corps intermédiaires à longue période — U_{II} et I_0 — font que les phénomènes d'altération séparent la famille uranium-radium en deux groupes pratiquement indépendants, rarement à l'équilibre :

a) le groupe $U_I - U_X - U_{II}$ qui atteint rapidement son équilibre même si U_X a été séparé (2 à 3 mois) ;

b) le groupe $Ra - Rn$, dépôt actif, également rapidement à l'équilibre à condition qu'il n'y ait pas une « fuite » trop importante de radon.

3° La famille 235 U.

Dont la participation au spectre dans la zone étudiée est très faible et sera pratiquement négligée.

4° Le potassium 40.

Donnant une raie γ à 1,5 MeV donc rejetée en dehors du spectre et dont la contribution entre 0 et 1 MeV est également négligeable.

Il reste donc en résumé seulement 3 groupes indépendants (thorium, uranium, radium) pouvant coexister en toutes proportions dans les matériaux naturels. Il est donc suffisant de disposer de 3 équations linéaires. Le spectre γ permet de choisir 3 conditions de dosage à des énergies favorables : il suffit de découper 3 bandes :

- la première encadrant le pic de 90 KeV
- la deuxième — — — 240 —
- la troisième — — — 610

(Si l'on tenait à doser le potassium 40 par radiométrie, il suffirait d'enregistrer le spectre entre 0 et 1,7 MeV par exemple et de centrer une 4^e bande sur le pic potassium.)

Si R_I , R_{II} , R_{III} sont les nombres de coups comptés dans les aires découpées,

X la part de rayonnement due au groupe uranium dans la 1^{re} bande,

Y la part de rayonnement due au groupe radium dans la 3^e bande,

Z la part de rayonnement due au groupe thorium dans la 3^e bande,

on peut écrire, en considérant comme négligeable la contribution uranium dans la 3^e bande :

$$\begin{aligned} X + l_1 Y + m_1 Z &= R_I \\ k_2 X + l_2 Y + m_2 Z &= R_{II} \\ Y + Z &= R_{III} \end{aligned}$$

Les coefficients k , l , m s'obtiennent en passant successivement un échantillon d'uranium pur séparé du radium et en équilibre avec U_X , un échantillon de radium pur en équilibre avec le dépôt actif, un échantillon de thorium pur à l'équilibre.

Pour un échantillon connu,

si

$$D = \begin{vmatrix} 1 & l_1 & m_1 \\ k_2 & l_2 & m_2 \\ 0 & 1 & 1 \end{vmatrix}$$

$$X = \frac{1}{D} \begin{vmatrix} R_I & l_1 & m_1 \\ R_{II} & l_2 & m_2 \\ R_{III} & 1 & 1 \end{vmatrix} \quad Y = \frac{1}{D} \begin{vmatrix} 1 & R_I & m_1 \\ k_2 & R_{II} & m_2 \\ 0 & R_{III} & 1 \end{vmatrix}$$

$$Z = \frac{1}{D} \begin{vmatrix} 1 & l_1 & R_I \\ k_2 & l_2 & R_{II} \\ 0 & 1 & R_{III} \end{vmatrix}$$

Les quantités d'uranium et de thorium en teneur g/g et la quantité de radium en équivalent uranium (c'est-à-dire en quantité d'uranium qui serait théoriquement en équilibre), sont données par :

$$\begin{aligned} q_U &= \lambda X \\ q_{Th} &= \mu Z \\ q_{Rae} &= \nu Y \end{aligned}$$

λ , μ , ν , étant des coefficients d'étalonnage obtenus à partir d'étalons connus.

E. — RÉSULTATS PRATIQUES.

L'utilisation pratique peut sembler compliquée puisqu'elle implique une grande précision sur les divers coefficients d'étalonnage, et l'enregistrement d'un nombre suffisant de coups dans les trois bandes au cours du dosage de l'échantillon inconnu pour avoir une erreur due aux fluctuations de comptage faible.

La possibilité d'utiliser cette méthode en routine est largement due aux qualités du sélecteur à 100 canaux.

En effet, le calage du spectre sur une énergie bien déterminée au moyen de ^{137}Cs (opération

ne prenant que quelques secondes), assure que tous les spectres, en particulier ceux des étalons utilisés pour le calcul des coefficients, restent rigoureusement identiques dans le temps. Les paramètres numériques (déterminant principal, déterminants partiels) peuvent donc être calculés une fois pour toutes. Tous les jours, on se contente de passer quelques étalons pour s'assurer que les résultats ne sortent pas des limites de fluctuation tolérées.

D'autre part, pour l'examen des échantillons inconnus (mis dans les mêmes conditions géométriques que les étalons), le nombre de coups par bande peut être amené au chiffre désiré en jouant sur la quantité d'échantillon, ou sur le temps de comptage.

Dans nos réglages actuels, un coup par 5 minutes dans la première bande correspond à :

$$\begin{aligned} 5 \cdot 10^{-6} \text{ g U} \\ 3 \cdot 10^{-6} \text{ g eRa (} 10^{-12} \text{ g Ra)} \\ 6 \cdot 10^{-6} \text{ g Th} \end{aligned}$$

Cette sensibilité nous a amenés à utiliser deux géométries :

a) échantillon placé au centre du cristal dans une petite capsule pouvant contenir quelques grammes d'échantillon ;

b) échantillon placé sur le cristal dans un récipient du diamètre du cristal ($\varnothing = 10$ cm) et contenant 100 g d'échantillon.

La première géométrie répond aux problèmes tels que :

— dosage des minerais U — Th ; il suffit de placer 1 ou 2 g d'échantillon ;

— dosage de minéraux riches en uranium ou thorium mais que l'on ne peut obtenir qu'en petite quantité (minerais triés) ; quelques dizaines de milligrammes suffisent.

La deuxième géométrie répond au problème du dosage des traces (quelques ppm) U, Ra, Th, dans les roches, les sols, etc..., où la quantité d'échantillon disponible est suffisante.

Les temps de comptage sont choisis selon la radioactivité de l'échantillon pour avoir au moins 1 000 ou 2 000 coups dans la troisième bande. Même dans les cas les plus défavorables (dosage de traces ou très petites quantités disponibles), le temps de comptage ne dépasse pas une heure. De toute manière, le « temps actif » nécessitant la présence d'un opérateur pour l'enregistrement des résultats n'est que de quelques minutes. L'installation d'un passeur automatique d'échantillon et la programmation de toute une série de mesures est d'ailleurs possible.

CONCLUSIONS.

L'installation de spectrométrie γ qui fonctionne depuis plus d'un an au Service de Minéralogie, nous a donné entièrement satisfaction pour résoudre nos problèmes de géochimie.

Si la méthode fluorimétrique pour le dosage de l'uranium reste très supérieure sous les angles de la sensibilité, de la précision et de la rapidité, la spectrométrie γ a l'avantage de donner simultanément le radium et le thorium, même dans le domaine des traces, là où les méthodes colorimétrique ou radiochimique classiques sont très insuffisantes et peu pratiques.

Cette installation est d'ailleurs également prévue pour l'extension aux dosages d'échantillons après irradiation neutronique, ce qui élargira considérablement nos moyens d'investigation pour des oligo-éléments particulièrement difficiles à atteindre par d'autres méthodes.

BIBLIOGRAPHIE

- BARANOV, V. I. (1956). — *Izvest. Akad. Nauk. S. S. S. R.*
- CHINAGLIA, B. et DEMICHALIS, F. (1956). — *Nuovo Cimento, Ital.*, 4, 5, 1160.
- HEATH, R. L. (1957). — *IDO*, 16408.
- HURLEY, P. M. (1956). — *Bull. geol. Soc. Amer.*, 67, 395.
- IREDALE, P. (1958). — AERE EL/R 2696.
- IREDALE, P. et HUMPHREYS, D. L. (1958). — AERE EL/R 2326.
- KELLER, P. (1956). — Thèse, Strasbourg.
- NAZAROV, I. M. (1957). — Thèse MGRI.
- POULAERT, G. (1958). — *Chimia, Suisse*, 12, 116.
- SERDIUKOVA, A. S. et KAPITANOV, I. U. (1958). — *J. Anal. Chem. S. S. S. R.*, janv.-fév., 13, 1 (in english translation).

Extension de la théorie des formes cristallines et de la morphologie des macles

PAR I. CHAFRANOVSKI,

Institut Corny, Leningrad, U. R. S. S.

Résumé. — La conception nouvelle des formes simples de sommets et arêtes permet de donner une description exacte des formes compliquées des cristaux (squelettes, etc...).

Les variétés de formes simples de faces formant des angles rentrants et les symboles de la symétrie chromatique donnent la possibilité de décrire les formes totales des cristaux maclés.

Quarante-sept formes cristallographiques simples (« formes de faces ») suffisent pour caractériser exactement les polyèdres cristallins convexes.

Les squelettes cristallins, les faces induites, les zones et les pyramides de croissance, les complications structurales sur les faces et les formes des macles exigent pour leur description exacte d'autres représentations géométriques.

Il convient donc d'établir une série de notions nouvelles en morphologie cristalline.

Il a paru raisonnable de proposer la notion de « formes simples de sommets », c'est-à-dire d'ensembles de sommets des cristaux, liés par les éléments de symétrie. (P. Niggli, 1949 ; I. I. Chafranovski, 1957).

En 1955, V. I. Mikheev et I. I. Chafranovski ont introduit la notion nouvelle de « formes simples d'arêtes », ensembles d'arêtes cristallines, liées par les éléments de symétrie. La déduction systématique de telles formes a été effectuée par les auteurs mentionnés et par S. Ch. Guendelev (Mikheev, Chafranovski, 1955 ; Chafranovski, Guendelev, 1958).

Les formes de sommets et d'arêtes peuvent être planes ou spatiales, positives ou négatives. Elles peuvent être utilisées pour la description des squelettes cristallins, des figures de corrosion, des faces striées, etc. (fig. 1 et fig. 2).

Enfin il a fallu aussi élargir les limites du chapitre sur les « formes de faces » simples des

cristaux, en y introduisant les variétés positives et négatives, les faisceaux de faces et les formes avec angles rentrants.

A présent, la déduction systématique de toutes ces variétés géométriques de formes cristallines est entièrement accomplie (I. I. Chafranovski, 1959).

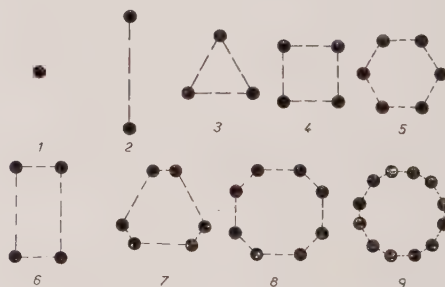


FIG. 1. — Les neuf formes planes de sommets.

Considérons l'emploi des diverses formes de faces avec angles rentrants pour la description des formes totales des macles. H. Curien et Y. Le Corre ont, avec succès, adopté l'idée de Chubnikov sur les éléments d'antisymétrie pour caractériser les formations des macles. (H. Curien et Y. Le Corre, 1958 ; Chubnikov, 1951). Les éléments d'antisymétrie (antiaxes, antiplans, anticentres) sont considérés par ces auteurs comme des éléments de symétrie bichro-

matiques (« blanc-noir ») liant entre eux les parties de la figure égales mais de coloration différente.

Il est évident que, pour la description des macles, une telle méthode est particulièrement rationnelle : on pourrait conventionnellement teindre l'un des individus de la macle d'une couleur et le second de l'autre. Le procédé d'une telle coloration est d'ailleurs adopté depuis

furent données par l'auteur dans des ouvrages spécialisés (Chafranovski, 1959). Rappelons seulement que les faces de chacune de ces variétés pareilles doivent appartenir à une forme simple, c'est-à-dire, qu'elles doivent être mutuellement liées par les éléments de symétrie.

Sans donner de détails sur la déduction de ces variétés, nous nous limiterons ici, à l'examen de quelques exemples caractéristiques. La figure 3 représente les sections perpendiculaires à l'axe principal (vertical) pour toutes les variétés des prismes : dans la première colonne, les prismes ordinaires, dans la deuxième les faisceaux de faces et dans les deux dernières, les autres formes possibles. Il suffit de se rap-

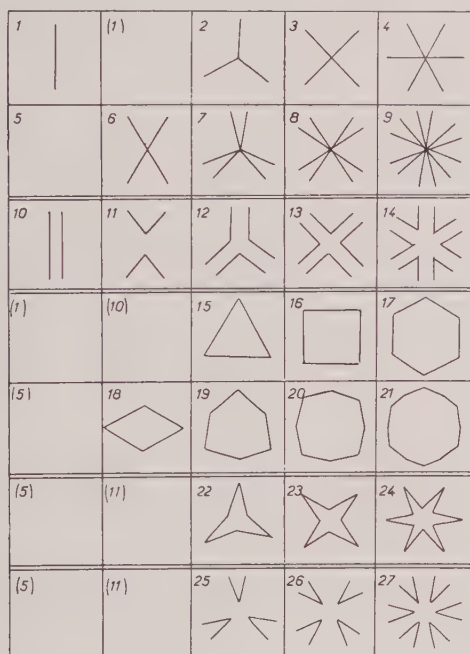


FIG. 2. — Les vingt-sept formes planes d'arêtes.

longtemps dans l'enseignement de la cristallographie : les modèles des macles sont d'habitude teints en deux couleurs. Nous trouvons cette méthode développée dans le travail de H. Curien et J. D. H. Donnay, qui ont adopté la conception de la symétrie polychrome d'après N. V. Belov et T. N. Tarkova pour mettre en évidence la symétrie totale des formations polymaclées (Curien, Donnay, 1959).

Cependant la méthode exposée se rapporte seulement à la symétrie complète (antisymétrie) des macles et ne donne aucune idée sur leurs formes extérieures bien caractéristiques. Ici on peut avoir recours à la variété des formes de faces simples avec angles rentrants mentionnées ci-dessus, qui se manifestent fréquemment dans la formation de macles.

La déduction et la description de ces formes

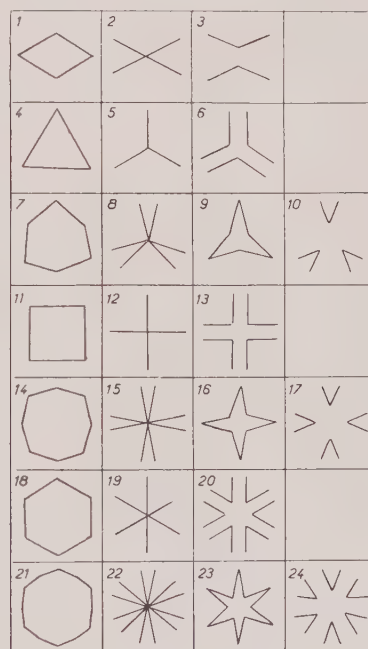


FIG. 3. — Les variétés de prismes.
Sections perpendiculaires à l'axe principal (vertical).

peler les macles bien connues de l'aragonite et de la cérosite, à trois individus, où les individus s'interpénètrent, de la chalcosine, etc., pour comprendre l'importance réelle des variétés des prismes à angles rentrants dans les cristaux maclés.

La figure 4 représente les bases ou les sections perpendiculaires à l'axe principal (vertical) pour toutes les variétés de pyramides et de dipyramides cristallographiques (les lignes pointillées correspondent aux arêtes obliques

des pyramides et dipyramides qui se croisent aux sommets, disposées au-dessus ou au-dessous du plan du dessin).

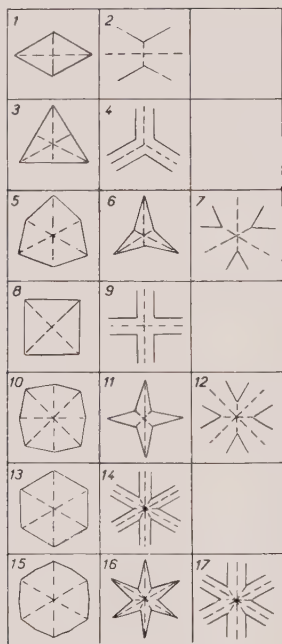


FIG. 4. — Les variétés de pyramides et dipyramides. Les lignes continues représentent les bases ou les sections perpendiculaires à l'axe principal (vertical).

Dans le cas des dipyramides il faut aussi considérer leurs sections longitudinales le long de l'axe principal (vertical). Tous les cas de telles sections sont représentés sur la figure 5.

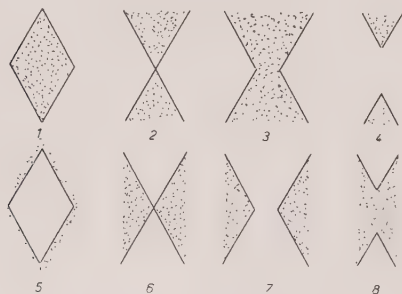


FIG. 5. — Les sections longitudinales de dipyramides le long de l'axe principal (vertical).

De nombreux exemples de formations maclées avec des sections transversales et longitudinales en formes de polygones avec des angles

rentrants sont bien connus dans la littérature cristallographique.

Comme exemple des variétés de formes simples du système cubique, nous citerons ici seulement huit variétés du cube (fig. 6).

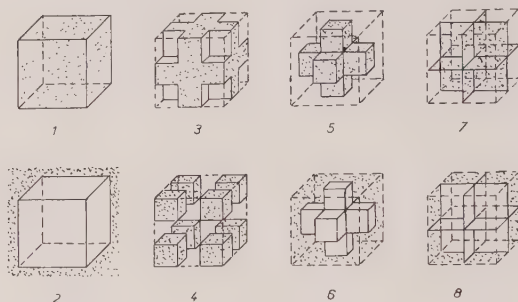


FIG. 6. — Les huit variétés de formes de faces cubiques.

L'existence réelle de certaines d'entre elles est connue dans les macles cruciformes du platine, et d'autres minéraux. Mais ce n'est pas tout. Utilisant pour la description des macles la notion de formes simples complètes possédant, ou non, des angles rentrants, nous devons considérer toutes ces formes comme des figures bichromatiques (une couleur correspondant à l'un et une autre au second individu de la macle).

Il en résulte la nécessité de faire une déduction complète de toutes les formes simples bichromatiques (noir-blanc), correspondant aux polyèdres convexes. Une telle déduction a été faite à l'aide des cinquante-huit groupes d'antisymétrie des figures cristallographiques finies (Chubnikov, 1951). Dans son livre bien connu sur la symétrie et l'antisymétrie des figures finies, A. V. Chubnikov cite des exemples de formes antisymétriques simples, correspondant aux formes simples bichromatiques. Cependant, en employant ces formes pour la description des formations maclées, nous nous écartons un peu du point de vue de L. V. Chubnikov. D'après Chubnikov les formes simples ayant leurs faces normales aux antiplans et antiaxes simples, sont neutres, c'est-à-dire, elles ne doivent pas être colorées, ni en noir, ni en blanc (« faces grises »).

Cependant, dans le cas des macles, ces faces doivent être considérées comme des faces composées, consistant de parties noires et blanches, appartenant aux deux individus de la macle. C'est pourquoi, dans le cas des formes maclées totales il faut distinguer les formes simples

bichromatiques à « faces noires et blanches » et les formes simples bichromatiques avec des faces composées (« bigarrées ou blanc-noir »).

Pour caractériser les macles, les dernières formes sont les plus importantes, puisque c'est justement sur elles que se trouvent les limites de la macle.

Les figures 7 et 8 montrent les variétés bichromatiques pour la dipyramide hexagonale et le cube. Dans le cas de la dipyramide hexagonale on montre l'aspect de la forme vue d'en haut (l'axe principal est normal au plan du dessin).

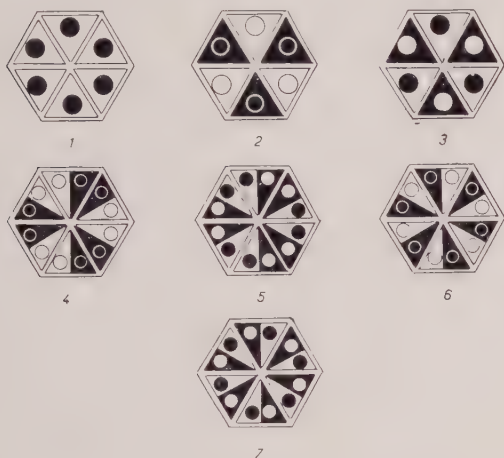


FIG. 7. — Variétés bichromatiques de la dipyramide hexagonale.

Les petits cercles sur les faces représentent, pour ainsi dire, des ouvertures qui permettent de voir les faces inférieures de la dipyramide, à condition que la surface intérieure des faces apparaisse comme si elles étaient transparentes ;



FIG. 8. — Variétés bichromatiques du cube.

c'est pourquoi nous voyons la couleur de la surface extérieure. Connaissant la couleur des faces de formes simples bichromatiques pour les polyèdres convexes, il est facile d'en déduire, par analogie, celles des variétés avec angles rentrants.

Comme illustration, considérons les macles

par pénétration de l'hématite et de la pyrite.

La figure 9 montre une macle par pénétration de deux rhomboèdres de l'hématite, le plan de macle étant (0001) et le plan d'accrolement (1010).

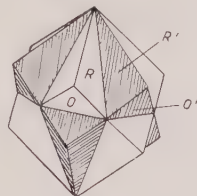


FIG. 9. — Macle de l'hématite suivant (0001).

H. Curien et Y. Le Corre proposent de noter à part

1) la symétrie des individus séparés de la macle, et 2) la symétrie complète bichromatique de la macle.

Dans notre cas nous avons

$$1) 3 \frac{2}{m}.$$

$$2) \frac{6'}{m'} \frac{2}{m} \frac{2'}{m'} \text{ (les éléments en ' étant les éléments de macle).}$$

Ainsi, nous avons affaire à une forme dihexagonale-dipyramidale de symétrie bichromatique.

Pour avoir une conception complète de l'aspect extérieur de telles macles, il faut décrire leurs formes. C'est là qu'interviennent les variétés des formes de faces avec angles rentrants. Il est facile de s'assurer que toutes les faces R et R' forment au total une « dipyramide dihexagonale » avec une section transversale en forme d'étoile dihexagonale (fig. 4, n° 16). Les faces O et O' représentent « une dipyramide hexagonale » avec une section hexagonale normale, mais avec une section longitudinale ayant la forme d'un sablier (fig. 5, n° 3).

Les éléments de symétrie et d'antisymétrie mentionnés ci-dessus et la figure 9 donnent une notion claire pour la répartition de ces faces dans chacune des colorations (c'est-à-dire, l'appartenance aux individus composant la macle) (fig. 7, n° 3).

La figure 10 représente une macle par pénétration des deux pentagono-dodécaèdres de pyrite suivant (110). La symétrie de chaque individu ici est $m3$.

La symétrie complète bichromatique de la macle est $\frac{4'}{m} 3 \frac{2'}{m'}$, où les éléments d'antisymétrie sont notés par des signes « prime ».

La forme complète de cette macle correspond

à une forme simple bichromatique — à la variété d'un tétrahexaèdre avec angles rentrants et des faces entières blanches et noires. Dans le

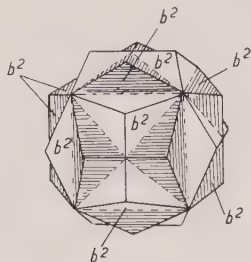


FIG. 10. — Macle de la pyrite suivant (110).

cas où il y a sur une telle macle les faces d'un cube, on obtient une variété convexe bichromatique du cube avec des faces composées blanc-noir (fig. 3, n° 2).

En utilisant la liste des formes simples bichromatiques, convexes, avec angles rentrants et le symbolisme de la symétrie-antisymétrie, on peut donc donner une description complète des cristaux maclés.

Dans le cas de triplets, quadruplets, etc..., il faut utiliser les notions de la symétrie polychromatique et les formes complètes simples, colorées avec le nombre correspondant de couleurs.

BIBLIOGRAPHIE

- CHAFRANOVSKI, I. I. (1957). — *Les cristaux des minéraux*, Leningrad (en russe).
 CHAFRANOVSKI, I. I. (1959, a). — *Cristallographie*, 4, 3 (en russe).
 CHAFRANOVSKI, I. I. (1959, b). — *Cristallographie*, 4, 4 (en russe).
 CHAFRANOVSKI, I. I. et GUENDELEV, S. Ch. (1958). — *Rec. minér. Soc. géol.*, Lvov, 12 (en russe).
 CHUBNIKOV, A. V. (1951). — *Symétrie et antisymétrie des figures finies*, Moscou (en russe).
 CURIEN, H. et LE CORRE, Y. (1958). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 81, nos 4-6, 126.
 CURIEN, H. et DONNAY, J. D. H. (1959). — *Amer. Mineral.*, 44, nos 9-10, 1067.
 MIKHEEV, V. I. et CHAFRANOVSKI, I. I. (1955). — *Rec. minér. Soc. géol.*, Lvov, 9 (en russe).
 NIGGLI, P. (1949). — *Stereochemie*, Basel.

Propriétés optiques de la série bastnaesite-vaterite

PAR J. D. H. DONNAY

Crystallographic Laboratory, Johns Hopkins University, Baltimore, Maryland

ET G. DONNAY

Geophysical Laboratory, Carnegie Institution of Washington, Washington, D. C., U. S. A.

Résumé. — Dans la série bastnaesite-vaterite, on calcule, à partir des formules de Wiener, les courbes de n_o^2 et $1/n_e^2$ en fonction de la fraction en volume de vaterite. Ces courbes sont linéaires et rendent fidèlement compte des valeurs expérimentales des indices de réfraction. On confirme ainsi que la vaterite est le terme extrême de la série bastnaesite-synchisite (résultat précédemment annoncé par Semenov et McConnell). Le minéral X de Semenov pourrait répondre à la formule $2\text{CeFCO}_3 \cdot 3\text{CaCO}_3$. L'« yttroparisite » de Nefedov serait une variété du minéral X ; toutefois la valeur élevée de ses indices ne peut s'expliquer par la substitution d'yttrium au cérium.

Après la découverte de la roentgenite (G. Donnay, 1953), il nous fut possible d'identifier comme espèces différentes les formes, présumées polymorphiques, qu'une analyse morphologique très poussée avait conduit Ungemach (1935) à distinguer : « parisite α » (= synchisite), « parisite γ » (= parisite), « parisite β » (= roentgenite). La détermination aux rayons X des dimensions de mailles — et de pseudo-mailles — nous permit de considérer la série bastnaesite CeFCO_3 — parisite $2\text{CeFCO}_3 \cdot \text{CaCO}_3$ — roentgenite $3\text{CeFCO}_3 \cdot 2\text{CaCO}_3$ — synchisite $\text{CeFCO}_2 \cdot \text{CaCO}_3$ comme étant constituée de structures cristallines lamellaires, qui résultent de la superposition de plaquettes bastnaesite (B) et de plaquettes synchisite (S). Les membres de la série s'écrivent alors : B, BS, BS_2 , S. Partant des valeurs connues des indices de réfraction de B et de S (ou encore de B et de BS), nous avons tracé les courbes qui donnent n_e et n_o en fonction de la fraction en volume de S ; leurs équations sont les formules de Wiener (1912) pour le cas d'une biréfringence de forme négative (*Schichtendoppelbrechung*), car on est en droit de considérer toute structure cristalline en lamelles comme *corps mixte* au sens de Wiener. Les valeurs expérimentales des indices, recueillies dans la littérature minéralogique, viennent se placer

sur ces courbes théoriques de façon très satisfaisante (Donnay, J. D. H. et Donnay G., 1953).

Semenov (1959) annonce la découverte d'un nouveau fluocarbonate des terres rares, « minéral X », dont la composition chimique reste malheureusement incertaine parce qu'il est impossible de l'isoler en quantité suffisante : il se présente, en effet, comme constituant principal d'un agrégat cryptocristallin. Semenov, par dépouillement d'un diagramme de poudre, arrive aux dimensions d'une maille ⁽¹⁾ hexagonale : $a = 4,01 \pm 0,01$, $c = 4,49 \pm 0,01$ Å ; dans l'orientation H, $a = 4,01 \sqrt{3} = 6,93$ Å. La mesure des indices de réfraction, d'ailleurs fort difficile, lui fournit les valeurs approximatives : $n_e \sim 1,72$, $n_o \sim 1,63$. Sur la foi de ces données, et par extrapolation de nos courbes, Semenov conclut que le nouveau minéral pourrait répondre à la composition $2 \text{CeFCO}_3 \cdot 3 \text{CaCO}_3$; mais il avance également une seconde interprétation, selon laquelle on aurait affaire à une yttrosynchisite, $\text{YFCO}_3 \cdot \text{CaCO}_3$. Semenov s'efforce aussi d'élucider la composition d'une espèce hexagonale décrite par Nefedov (1941) sous le nom d'yttroparisite ($a = 4,008 \pm 0,030$,

(1) Vraisemblablement une pseudo-maille.

$c = 4,469 \pm 0,040$ Å) ; il fait remarquer que ce minéral (« minéral N ») pourrait tout aussi bien appartenir à la série des fluocarbonates de cérium-calcium, avec une formule qui serait soit $2\text{CeFCO}_3 \cdot 3\text{CaCO}_3$, soit $\text{CeFCO}_3 \cdot 2\text{CaCO}_3$. Enfin, Semenov signale la possibilité que le terme ultime de la série n'est autre que la forme μ du carbonate de calcium, dite vaterite.

Cette modification instable de CaCO_3 , qui jusqu'à tout récemment était inconnue comme minéral, vient d'être trouvée en Irlande du Nord (McConnell, 1960) et peut désormais légitimement porter le nom minéralogique de vaterite qu'on lui avait octroyé prématurément. A l'occasion de sa trouvaille, McConnell redétermine les dimensions de la maille à partir d'un diagramme de poudre et confirme le résultat, dû à Wickman (1952), que la maille d'Olshausen (1924) est en réalité une pseudo-maille et que la véritable maille, de volume triple, doit s'orienter à 30° de la précédente. Un échantillon de vaterite synthétique, étudié au diffractomètre, lui fournit les valeurs suivantes ⁽¹⁾ : $a = 7,135$, $c = 8,524$ Å, $Z = 6$, densité calculée 2,65. Sans avoir connaissance du travail de Semenov, McConnell propose lui aussi d'étendre jusqu'à la vaterite la série bastnaesite-synchisite.

Les extrapolations de Semenov et de McConnell sont parfaitement justifiables en ce qui concerne les dimensions des pseudo-mailles (c''' et a' , dans notre notation), dont nous avons tracé les courbes en fonction de la composition exprimée en pourcentage moléculaire : ces courbes sont linéaires. Quant aux indices de réfraction, nous en avons donné les courbes en fonction du pourcentage en volume (ou de la fraction en volume, ce qui est équivalent) : ces courbes s'écartent appréciablement de la linéarité. Les auteurs susnommés représentent par des lignes droites les courbes des indices en fonction du pourcentage moléculaire. (Il s'agit, à vrai dire, de croquis plutôt sommaires, qui n'ont d'autre prétention que d'illustrer graphiquement les conclusions proposées.) Nous avons pensé qu'il serait utile de

reprandre, en tâchant de serrer les faits de près, ce point particulier de la variation des indices de réfraction en fonction de la composition.

Dans le cas qui nous occupe, le *corps mixte* de Wiener est constitué d'un empilement de plaquettes de deux sortes : plaquettes B (bastnaesite) et plaquettes V (vaterite). La biréfringence de forme est négative ; la biréfringence propre, tant de V que de B, est positive. Les formules de Wiener prennent la forme suivante ⁽¹⁾ :

$$n_e^2 = \frac{\varepsilon_1^2 \varepsilon_2^2}{v_1 \varepsilon_2^2 + v_2 \varepsilon_1^2}, \quad n_o^2 = v_1 \omega_1^2 + v_2 \omega_2^2,$$

où les indices des constituants sont notés ε_1 , ω_1 et ε_2 , ω_2 (les expressions sont symétriques en 1 et 2) et les indices du corps mixte résultant, n_e et n_o ; tandis que v_1 et v_2 représentent les fractions en volume des constituants ($v_1 + v_2 = 1$). Pour un corps de composition $m_1\text{B} \cdot m_2\text{V}$, où $\text{B} = \text{CeFCO}_3$ et $\text{V} = \text{CoCO}_3$, les fractions en volume peuvent s'exprimer en fonction de l'épaisseur des plaquettes, h_1 , h_2 :

$$v_1 = \frac{m_1 h_1}{m_1 h_1 + m_2 h_2}, \quad v_2 = \frac{m_2 h_2}{m_1 h_1 + m_2 h_2}.$$

Les valeurs numériques de la fraction de vaterite sont consignées au tableau I.

TABLEAU I.

Fraction en volume des plaquettes vaterite dans les composés de la série bastnaesite-vaterite.

| | | | |
|---|------------------|--|--------|
| B | Bastnaesite.... | CeFCO_3 | 0,0000 |
| P | Parisite | $2\text{CeFCO}_3 \cdot \text{CaCO}_3$ | 0,3033 |
| R | Roentgenite . | $3\text{CeFCO}_3 \cdot 2\text{CaCO}_3$ | 0,3673 |
| S | Synchisite.... | $\text{CeFCO}_3 \cdot \text{CaCO}_3$ | 0,4655 |
| X | | $2\text{CeFCO}_3 \cdot 3\text{CaCO}_3$ | 0,5664 |
| N | | $\text{CeFCO}_3 \cdot 2\text{CaCO}_3$ | 0,6353 |
| V | Vaterite | CaCO_3 | 1,0000 |

Calculs basés sur les valeurs suivantes pour l'épaisseur des plaquettes : bastnaesite, 4,894 Å (Donnay et Donnay, 1953) ; vaterite, 4,262 Å (McConnell, 1960).

Les abréviations de la première colonne sont utilisées sur l'axe des abscisses des figures 1 et 2.

Les valeurs les plus élevées que l'on possède pour les indices de réfraction de la bastnaesite

(1) Voir, par exemple, Donnay (1936), Morse et Donnay (1936).

(1) McConnell cite les valeurs d'Olshausen (1924) après transformation de la maille et conversion des kX en Å : $a = 7,133$, $c = 8,540$ Å. Cette dernière valeur est erronée : il faut lire $c = 8,530$ Å (l'original donne 8,513 kX). Signalons aussi que la densité de la vaterite, calculée à partir de la maille d'Olshausen, est égale à 2,65 (et non 2,671 comme l'annonce Olshausen). Meyer (1960) donne, pour la vaterite : Pbnm , $a = 4,13$, $b = a\sqrt{3} = 7,15$, $c = 8,48$ Å, $Z = 4$.

sont celles que Geijer (1921) a mesurées sur un cristal de Bastnäs (Suède) : $\varepsilon_1 = 1,8242$, $\omega_1 = 1,7225$. Pour les indices de la vaterite, on a deux séries de données : $\varepsilon_2 = 1,650$, $\omega_2 = 1,550$ (Johnston, Merwin et Williamson, 1916) ; $\varepsilon_2 = 1,645-1,650$, $\omega_2 = 1,545-1,548$ (Gibson, Wyckoff et Merwin, 1925). Nous avons effectué deux séries de calculs : l'une avec les valeurs de 1916, l'autre avec les valeurs minima de 1925.

Nous avons d'abord construit par points les courbes de n_e et de n_o en fonction de la fraction moléculaire de CaCO_3 . La courbe de n_e est très légèrement concave vers le haut ; la courbe de n_o est fortement convexe (fig. 1). On voit qu'il ne peut être question d'assimiler cette dernière à une ligne droite.

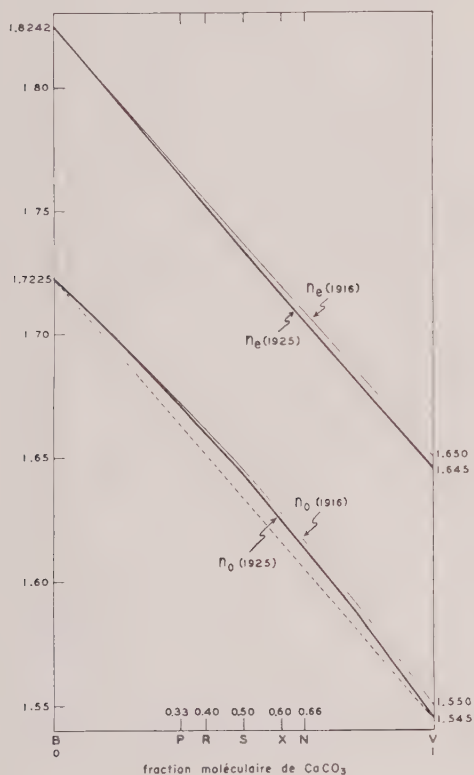


FIG. 1. — Courbes des indices de réfraction n_o et n_e de la série bastnaesite-vaterite en fonction de la fraction moléculaire de CaCO_3 . B = CeFCO_3 , V = CaCO_3 . Courbes en trait gras, calculées d'après les données de Gibson, Wyckoff et Merwin (1925) ; courbes en trait fin, sur données de Johnston, Merwin et Williamson (1916). (La droite pointillée indique combien les courbes n_o s'écartent de la linéarité.)

Si l'on veut obtenir des courbes linéaires — ce qui est évidemment avantageux pour les solutions graphiques —, il faut porter en

ordonnées la constante diélectrique (n_o^2) ou son inverse ($1/n_e^2$), et en abscisses la fraction en volume (v_2) des plaquettes vaterite. Les formules de Wiener peuvent, en effet, s'écrire :

$$\frac{1}{n_e^2} = \left(\frac{1}{\varepsilon_2^2} - \frac{1}{\varepsilon_1^2} \right) v_2 + \frac{1}{\varepsilon_1^2},$$

$$n_o^2 = \omega_1^2 - (\omega_1^2 - \omega_2^2) v_2.$$

Les courbes obtenues à partir des indices de la vaterite de 1925 s'avèrent meilleures que celles qui se fondent sur les valeurs de 1916 (fig. 2). Le critère est le suivant : il faut que chaque paire de valeurs mesurées (n_e , n_o) conduise à des quantités $1/n_e^2$ et n_o^2 qui puissent venir se placer, sur les droites calculées, à l'aplomb d'une même abscisse. C'est bien ce qui a lieu, pour toute une série de valeurs expérimentales (tableau 2) obtenues sur des cristaux dont la composition va de la bastnaesite à la synchisite.

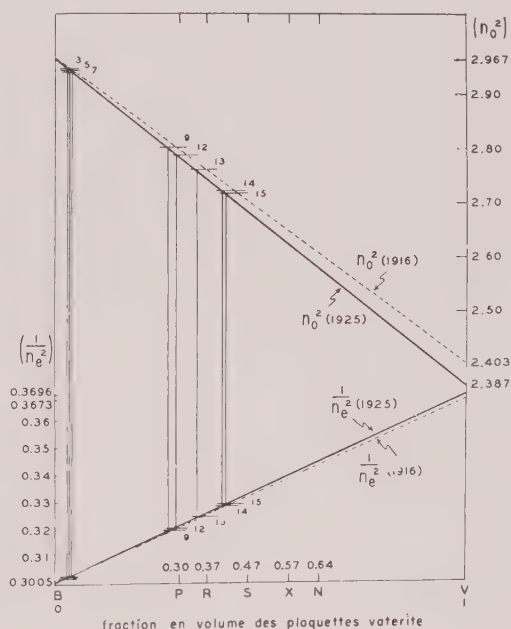


FIG. 2. — Courbes linéaires donnant n_o^2 et $1/n_e^2$, en fonction de la fraction en volume de CaCO_3 . B = CeFCO_3 , V = CaCO_3 . Courbes en trait plein, sur données de Gibson, Wyckoff et Merwin (1925) ; courbes pointillées, sur données de Johnston, Merwin et Williamson (1916). Les indices de la bastnaesite et de la vaterite sont les valeurs de départ ; les paires de valeurs expérimentales, notées 3, 5, 7, 9, 12, 13, 14, 15, se placent chacune à l'aplomb d'une même abscisse. Les numéros renvoient aux valeurs expérimentales des indices (tableau 2).

TABLEAU II.

Valeurs expérimentales des indices de réfraction dans la série bastnaesite-vaterite.

| N° | LOCALITÉ | n_e | n_o | $1/n_e^2$ | n_o^2 | SOURCE |
|----|-----------------------|--------|--------|-----------|---------|------------------------|
| B | Bastnäs (Suède) | 1,8242 | 1,7225 | 0,3005 | 2,967 | Geijer, 1921 |
| 3 | Gallinas, N. Mex. | 1,819 | 1,718 | 0,3022 | 2,952 | Glass et Smalley, 1945 |
| 5 | Pikes Peak, Colo. | 1,818 | 1,717 | 0,3026 | 2,948 | — |
| | Madagascar | 1,818 | 1,717 | 0,3026 | 2,948 | — |
| 7 | Jamestown, Colo. | 1,817 | 1,716 | 0,3029 | 2,945 | — |
| 9 | Narsarsuk (Groenland) | 1,7701 | 1,6742 | 0,3192 | 2,803 | Flink, 1901 |
| 12 | — | 1,765 | 1,670 | 0,3210 | 2,789 | Jaffe, 1953 |
| 13 | — | 1,756 | 1,662 | 0,3243 | 2,762 | — |
| 14 | — | 1,745 | 1,650 | 0,3284 | 2,723 | — |
| 16 | Transvaal | 1,744 | 1,641 | 0,3288 | 2,703 | Söhnge, 1944 |
| V | Synthétique | 1,650 | 1,550 | 0,3673 | 2,403 | J., M. et W., 1916 |
| | — | 1,645— | 1,545— | | | |
| | | 1,650 | 1,548 | 0,3696 | 2,387 | Gr., W. et M., 1925 |

Pour les références complètes, consulter notre travail de 1953.

Nous confirmons donc que la vaterite est bien le terme extrême de la série bastnaesite-synchisite ⁽¹⁾. Remarquons toutefois que les valeurs expérimentales des indices ne se rapportent exactement à aucune des compositions théoriques : ni à celle de la parisite ni à celle de la roentgenite, ni surtout à celle de la synchisite. On n'était donc pas justifié à procéder par extrapolation, des droites bastnaesite-synchisite par exemple, puisqu'on aurait dû reporter les indices de la synchisite à l'aplomb de sa composition théorique ($v_2 = 0,47$), ce qui aurait abaissé la courbe de $1/n_e^2$ et relevé celle de n_o^2 . En particulier, la valeur théorique de n_e à l'abscisse $v_2 = 1$ aurait donc été trop grande : Semenov, effectivement, prédit $n_e = 1,665$. On ne peut qu'admirer le flair minéralogique de l'auteur moscovite qui malgré tout y a reconnu l'indice extraordinaire de la vaterite !

Si le minéral X de Semenov répond véritablement à la composition $2\text{CeFCO}_3 \cdot 3\text{CaCO}_3$, nos courbes prédisent les indices suivants : $n_e = 1,716$, $n_o = 1,624$ (courbes 1916) ou $n_e = 1,719$, $n_o = 1,627$ (courbes 1925). Malgré l'imprécision des mesures ($\sim 1,72$, $\sim 1,63$), on doit reconnaître que l'hypothèse est plausible.

(1) Nous n'avons pas reporté les valeurs expérimentales sur la figure 1 dont les courbes, construites par points, sont moins précises que les lignes droites de la figure 2 et, partant, moins probantes que ces dernières lorsqu'il s'agit d'établir graphiquement l'existence de la série de solutions solides.

Pour ce qui est du minéral N, par contre, les indices qu'a mesurés Nefedov ($n_e = 1,755$, $n_o = 1,643$) ne correspondent à aucune composition de la série bastnaesite-vaterite, car ces deux valeurs ne se placent nulle part sur une même verticale, surtout aux environs de $\text{CeFCO}_3 \cdot 2\text{CaCO}_3$. (Pour cette dernière composition, nos courbes prédisent $n_e = 1,705$ et $n_o = 1,606$). Sur le vu des dimensions de sa maille, on peut penser que le minéral N est une variété du minéral X. Le remplacement d'une partie du cérium par de l'yttrium, selon une des hypothèses de Semenov, expliquerait la valeur des indices. Cette hypothèse est difficile à étayer, car la réfractivité ionique de l'yttrium doit être inférieure à celle du cérium, à en juger par les indices de réfraction des minéraux suivants (valeurs numériques tirées de Dana) :

{ Xénotime YPO_4 : 1,720 ; 1,827 (Nouvelle-Zélande)
 { Monazite (Ce, La) PO_4 :
 { 1,785 ; 1,787 ; 1,840 (Bolivie).
 { 1,8004 ; 1,8008 ; 1,8494 (Madagascar).
 { Eschynite
 (Ce, Ca, Fe, Th) $(\text{Ti, Nb})_2\text{O}_6$: 2,26
 { Priorite
 (Y, Er, Ca, Fe, Th) $(\text{Ti, Nb})_2\text{O}_6$: 2,14.

Remerciements. — MM. H. Curien, Adolf Pabst et Gunnar Kullerud nous ont fait l'amitié de revoir notre manuscrit. M. Michael Fleischer nous a aimablement communiqué sa traduction anglaise de l'article de Semenov et nous a aussi signalé le travail de Meyer.

BIBLIOGRAPHIE

- DONNAY, Gabrielle (1953). — Roentgenite, $3\text{CeFCO}_3 \cdot 2\text{CaCO}_3$, a new mineral from Greenland. *American Mineralogist*, 38, 868-871.
- DONNAY, Gabrielle et DONNAY, J. D. H. (1953). — The crystallography of bastnaesite, parisite, roentgenite, and synchisite. *American Mineralogist*, 38, 932-963.
- DONNAY, J. D. H. (1936). — La biréfringence de forme dans la vaterite. *Annales Société géologique de Belgique*, 59, B 215-222.
- GEIJER, P. (1921). — The cerium minerals of Bastnäs at Riddarhyttan. *Sveriges geologiska Undersökning*, 14 (6), 1-24.
- GIBSON, R. E., WYCKOFF, R. W. et MERWIN, H. E. (1925). — Vaterite and μ -calcium carbonate. *Amer. Jour. Sci* (5) 10, 325-333.
- JOHNSTON, J., MERWIN, H. E. et WILLIAMSON, E. D. (1916). — The several forms of calcium carbonate. *Amer. Jour. Sci.* (4), 41, 473-512.
- MCCONNELL, J. D. C. (1960). — Vaterite from Ballycraigy, Larne, Northern Ireland. *Mineralogical Magazine*, 32, 535-544.
- MEYER, H. J. (1960). — Vaterit und seine Struktur. *Fortschritte der Mineralogie*, 38, 186-187.
- MORSE, H. W. et DONNAY, J. D. H. (1936). — Optics and structure of three-dimensional spherulites. *American Mineralogist*, 21, 391-426.
- NEFEDOV, E. I. (1941). — Certains minéraux découverts à nouveau dans les pegmatites d'Adun-Tchilon (En russe). Неведов, Е. И. — Некоторые вновь обнаруженные минералы в пегматитах Адунчилона (Забайкалье). *Akad. nauk S. S. S. R., Dokl.*, 32 (5) (n. v.).
- OLSHAUSEN, S. von (1924). — Strukturuntersuchungen nach der Debye-Scherrer-Methode. *Zeits. Krist.*, 61, 463-514 (p. 485).
- SEMENOV, E. I. (1959). — Sur un nouveau fluocarbonate des terres rares possibles (En russe). Семенов, Е. И. — О возможном новом фторкарбонате редких земель. *Akad. Nauk S. S. S. R., Inst. mineralogii, geokhimii i kristalloghimii redkikh elementov, Trudy*, 2, 181-186.
- UNGEMACH, H. (1935). — Sur la syntaxie et la polytypie. *Zeits. Krist.*, 91, 1-22.
- WICKMAN, F. E. (1952), in GRAF, D. L. et LAMAR, J. E. (1955). — Properties of calcium and magnesium carbonates and their bearing on some uses of carbonate rocks. *Economic Geology, Anniv. vol.*, p. 639 (Cité par McConnell).
- WIENER, O. (1912). — Die Theorie des Mischkörpers für das Feld der stationären Strömung. *Abh. math.-phys. Klas. sächs. Ges. Wiss.*, 32, 507-604.

Détermination précise de la troisième coordonnée des atomes dans une maille cristalline dans le cas où les deux premières sont connues

PAR G. TSOUCARIS,

Laboratoire de Cristallographie Appliquée, C. N. R. S., Bellevue (Seine-et-Oise) France.

Résumé. — Nous avons effectué une modification du programme d'affinement des structures par la méthode des moindres carrés sur la calculatrice IBM 704, qui permet de commencer l'affinement à partir des coordonnées z éloignées des coordonnées exactes de plus de 1 Å. Cette modification a été appliquée avec succès aux structures du bichlorhydrate de 3-picolylamine et du bichlorhydrate d'histamine.

Au cours de la détermination d'une structure cristalline on commence, en général, par la résolution de la projection suivant le paramètre de la maille le plus court : \vec{c} ; puis on aborde la projection suivant le paramètre moyen \vec{b} , en vue de la détermination des coordonnées inconnues z . Or, dans le cas où \vec{b} est supérieur à 7 ou 8 Å, les superpositions rendent cette étude difficile.

Nous avons été ainsi amenés à effectuer une modification du programme d'affinement par la méthode des moindres carrés sur la calculatrice IBM 704 ; cette modification permet de commencer l'affinement à partir des coordonnées z_n éloignées des coordonnées exactes de plus de 1 Å.

Nous rappelons la formule utilisée :

$$\Delta z_n = \frac{\sum_{hkl} (F_o - F_c) \frac{\partial F_c}{\partial z_n}}{\sum_{hkl} \left(\frac{\partial F_c}{\partial z_n} \right)^2}$$

Δz_n étant la variation de la coordonnée z du $n^{\text{ième}}$ atome après un cycle complet de calculs, et les approximations nécessaires à l'établissement de cette formule :

a) On suppose que

$$\cos 2\pi l \Delta z_n \simeq 1 \text{ et } \sin 2\pi l \Delta z_n \simeq 2\pi l \Delta z_n ;$$

b) On attribue à F_{obs} le signe de F_{calc} .

Or, il est évident que ces approximations sont d'autant plus légitimes que l'indice l est plus petit. Les conditions optima ont naturellement lieu pour les réflexions F_{hkl} .

La modification effectuée permet de choisir *avant chaque cycle* :

— La région de l'espace réciproque utilisée : on peut introduire toutes les réflexions observées d'une ou plusieurs strates, ou une partie des réflexions d'une strate.

— Les coordonnées atomiques à affiner : on peut opérer soit sur toutes les coordonnées x_n, y_n, z_n , soit sur les seules coordonnées z_n , ou sur les coordonnées z_n d'une partie des atomes.

Cette méthode a été appliquée à la structure du bichlorhydrate de 3-picolylamine (Genet, 1960) et à celle du bichlorhydrate d'histamine (Rérat, 1960). Voici, à titre d'exemple, l'ordre des opérations pour le bichlorhydrate de 3-picolylamine :

1^{re} Phase : Affinement des x_n, y_n en utilisant les réflexions hko .

2^e Phase : Affinement des z_n en utilisant 250 réflexions hkl (sur un total de 460 ré-

flexions hkl que le rayonnement $\text{CuK}\alpha$ permet d'observer).

3^e Phase : Affinement sur x_n, y_n, z_n , avec toutes les réflexions observées hkl .

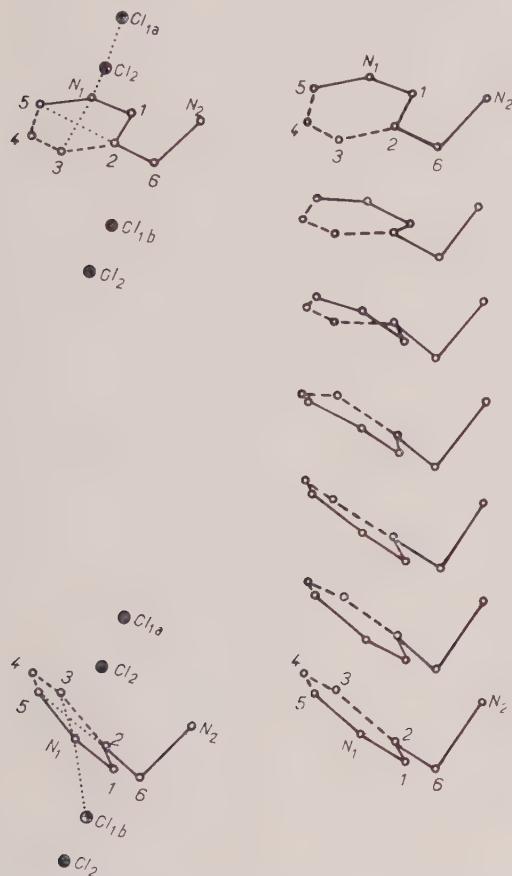


FIG. 1. — Modifications de l'aspect de la molécule du bichlorhydrate de 3-picolylamine au cours de l'affinement utilisant les réflexions hkl .

TABLEAU 1.

| Atome | Δz en millicycles | Δz en Å |
|-----------------------|------------------------------|--------------------|
| Cl ₁ | 41 | 0,18 |
| Cl ₂ | 12 | 0,05 |
| N ₁ | 213 | 0,95 |
| N ₂ | 22 | 0,11 |
| C ₁ | 256 | 1,16 |
| C ₂ | 9 | 0,04 |
| C ₃ | 228 | 1,04 |
| C ₄ | 289 | 1,32 |
| C ₅ | 40 | 0,18 |
| C ₆ | 60 | 0,27 |

TABLEAU 2.

| Atome | Δz en millicycles | Δz en Å |
|-----------------------|------------------------------|--------------------|
| Cl ₁ | 44 | 0,20 |
| Cl ₂ | 14 | 0,06 |
| N ₁ | 157 | 0,70 |
| N ₂ | 187 | 0,83 |
| N ₃ | 16 | 0,07 |
| C ₁ | 222 | 1,00 |
| C ₂ | 7 | 0,03 |
| C ₃ | 33 | 0,15 |
| C ₄ | 30 | 0,13 |
| C ₅ | 77 | 0,34 |

Les tableaux 1 et 2 donnent les variations des coordonnées z_n , en Å et en milliè de maille, pendant la 2^e phase ; les figures 1 et 2, les modifications de l'aspect de la molécule.

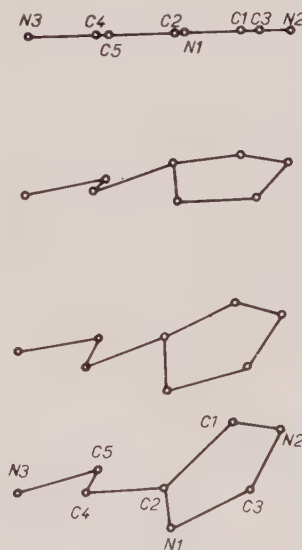


FIG. 2. — Modifications de l'aspect de la molécule du bichlorhydrate d'histamine au cours de l'affinement utilisant les réflexions hkl .

Dans le cas du bichlorhydrate de 3-picolylamine, les atomes de chlore et une partie des atomes légers étaient, avant l'affinement, à peu près correctement placés. Mais l'azote pyridinique étant lié à Cl_{1b} et non à Cl_{1a}, (comme il a été supposé dans l'hypothèse de départ), la molécule a tourné progressivement, au cours des opérations d'affinement, autour de l'axe C₂—C₅. La figure 3 donne les valeurs des coordonnées de quelques atomes après chaque cycle de calculs.

En ce qui concerne le bichlorhydrate d'histamine, l'emplacement approximatif de l'ensemble de la molécule organique était connu avant l'affinement, mais il n'était pas possible

conduit à une molécule où les distances interatomiques et les angles valenciels sont proches des valeurs correctes.

En conclusion, la méthode proposée permet

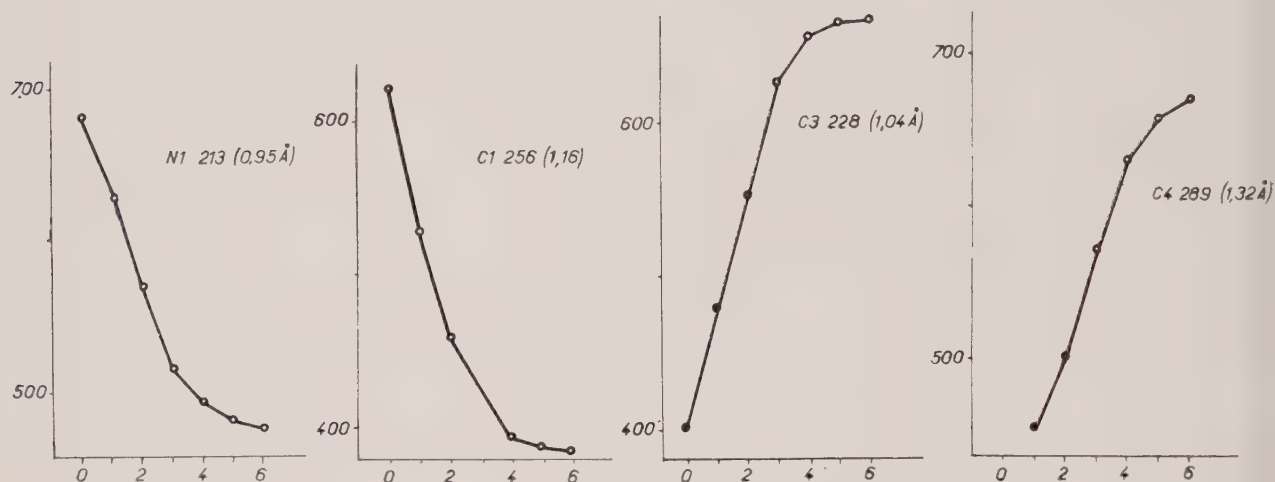


FIG. 3. — Variations des coordonnées z des atomes les plus éloignés des positions définitives au cours de l'affinement du bichlorhydrate de 3- picolylamine. En abscisses : nombre de cycles d'affinement ; en ordonnées : coordonnées atomiques.

de préciser davantage les positions relatives des atomes dans la molécule. Des coordonnées z approximativement égales alors ont été données à tous les atomes ; 4 cycles d'affinement sur les seules coordonnées z_n (2^e phase), ont

d'obtenir une convergence rapide de l'affinement malgré une erreur importante dans les coordonnées de départ ; cette erreur est, pour les structures étudiées ci-dessus, de l'ordre de 1,3 Å.

BIBLIOGRAPHIE

- GENET, F. (1960). — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 251, 1397.
- RERAT, C. et BEAU, B. (1959). — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 248, 1358.

Contribution à l'étude des « ilménites » du sud-est de Madagascar et du Sénégal. Relations avec la nature de « l'arizonite ».

PAR MM. J. BOLFA, R. CHEVALLIER, H. DE LA ROCHE ET R. KERN.

Laboratoires de Minéralogie-Cristallographie et de Physique de la Faculté des Sciences de Nancy,
Centre de Recherches de Pétrographie et de Géochimie de Nancy.

Résumé. — L'étude d'ilménites extraites de sables littoraux et de leur roche mère (Madagascar) d'une part et de sables de plage (Sénégal) d'autre part a permis de préciser les différents stades de leur altération. La relation entre la nature minéralogique d'un des stades d'altération de ces « ilménites » et de « l'arizonite » a été mise en évidence.

I. INTRODUCTION.

La nature minéralogique exacte et les caractéristiques de « l'ilménite » extraite des roches cristallines et des sables résultant de leur érosion a soulevé de nombreuses discussions. Miller (1945) constate que les ilménites extraites des sables de Floride ont chimiquement une composition voisine de l'arizonite ⁽¹⁾ de Palmer (1909). Plus tard, Lynd et ses collaborateurs (1954) étudiant des concentrés « d'ilménite » de la Caroline du Sud, de Floride, du Brésil et des Indes concluent que l'élément dominant n'est pas une phase se rapprochant du point de vue chimique de l'arizonite mais de « l'ilménite » altérée. Récemment Bailey (1956) analysant des concentrés de sables lourds provenant du Mozambique, de Floride, de Ceylan et du Brésil a précisé divers stades d'altération.

Nous avons repris l'étude de ce problème sur des échantillons d'ilménite provenant du Sud-Est de Madagascar prélevées par l'un de nous (H. de la Roche) et sur des « ilménites » extraites des sables de plage de la Côte du Sénégal au sud de Dakar entre Rufisque et l'embouchure de la Casamance mises à notre disposition par la Société des Produits Chimiques de Thann et de Mulhouse.

Les analyses chimiques de ces concentrés

« d'ilménite » révèlent une constitution moléculaire qui les classe en dehors des ferri-ilménites $x \text{Fe}^{2+} \text{TiO}_3 \text{ (1-x) Fe}_2^{3+} \text{O}_3$. Les points représentatifs se placent d'une manière très approximative, dans le diagramme ternaire des compositions moléculaires TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , sur la droite $\text{Fe}^{2+} \text{TiO}_3 - \text{Fe}_2^{3+}\text{O}_3 - 3 \text{TiO}_2$.

L'examen microscopique en lumière réfléchie, l'étude aux rayons X, l'étude magnétique, permettent de suivre les différents stades de l'altération depuis les ferri-ilménites dont le point figuratif sur le diagramme ternaire est pratiquement confondu avec la crichtonite ($\text{Fe}^{2+}\text{TiO}_3$) jusqu'à la constitution $\text{Fe}_2^{3+} \text{O}_3 \cdot 3\text{TiO}_2$ (arizonite de Palmer). D'après cette étude l'arizonite serait une pseudomorphose de ferri-ilménite en un mélange d'oxydes de fer et de titane *amorphes* dont le recuit à 800° C sous vide donne une ferri-ilménite ferromagnétique de composition $x \text{Fe}^{2+} \cdot \text{TiO}_3 \text{ (1-x) Fe}_2^{3+} \text{O}_3$ et une pseudobrookite de composition $y \text{Fe}_2^{3+} \text{TiO}_5 \text{ (1-y) Fe}^{2+} \text{Ti}_2\text{O}_5$.

II. ORIGINE DES ÉCHANTILLONS.

1) Ilménites de Madagascar.

Elles proviennent de trois gisements différents mais la roche mère de « l'ilménite »

(1) L'arizonite est une espèce dont l'individualité est douteuse et de composition $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{TiO}_2$ découverte par Palmer.

est la charnockite ⁽¹⁾ des chaînes anosyennes situées au nord de Fort Dauphin (fig. 1).

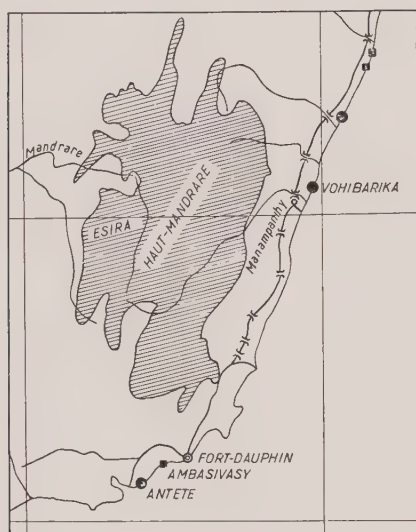


FIG. 1. — Sud-Est de Madagascar : éch. 1/1 000 000.
Partie hachurée : charnockites.

Ces trois gisements sont les suivants :

a) Lot d'ilménites extrait de 11 échantillons de charnockite des chaînes anosyennes après broyage et triage par les méthodes classiques notées DX.

b) Ilménites extraites des sables de ruisseau du massif charnockitique Col de Tsitombarika notée D 4600.

c) Ilménites extraites des sables littoraux ⁽²⁾ : Vohibarika au nord-est de Fort Dauphin enregistré dans la collection générale du service géologique de Madagascar sous le n° 18.732.

Antète et Ambasivasy au sud-ouest de Fort Dauphin enregistrés dans la même collection sous les numéros 18.728 et 18.733.

2) Ilménites du Sénégal.

Elles ont été extraites des sables noirs contenant de « l'ilménite » et du zircon des côtes

(1) Nous rappelons que les charnockites sont des roches de caractère granitique ou granodioritique dont la particularité est la présence d'hypersthène, la rareté de mica et la couleur brun verdâtre ou bleu verdâtre due à la coloration des feldspaths.

(2) Plages vives ou dunes.

du Sénégal de Rufisque à l'embouchure du Saloum et à l'embouchure de la Casamance (fig. 2). Au sujet de l'origine de ces sables Legoux (1935) écrit : « la proximité des basaltes de la presqu'île du Cap-Vert, qui contiennent une proportion notable d'ilménite, a fait penser à voir en eux la roche mère des sables noirs de la Petite Côte. Ces roches peuvent contenir jusqu'à 2 et 2,5 % de TiO_2 et l'examen des plaques minces montre l'ilménite sous forme de fines aiguilles occupant une place assez

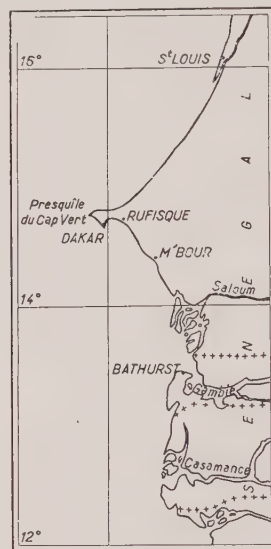


FIG. 2. — Petite côte Sénégal : éch. 1/2 000 000.

importante dans la préparation... Les dimensions des aiguilles d'ilménite des basaltes n'a aucun rapport avec les dimensions des grains des sables. Les tufs volcaniques ne contiennent ni zircon, ni ilménite. Dans ces conditions il est difficile de penser que l'origine des sables titanifères et zirconifères puisse être trouvée dans les roches volcaniques de la presqu'île du Cap-Vert. D'ailleurs cette explication ne saurait valoir pour l'embouchure de la Casamance où les basaltes ne sont pas connus. Aucune des roches de la côte du Sénégal ne permet de rendre compte de l'origine des apports de plage. Les grains de quartz et d'ilménite paraissent bien roulés ; le zircon lui-même, malgré sa dureté, a parfois ses angles émoussés. Il semble donc qu'une origine différente doive être recherchée, sous-marine et peut-être lointaine. »

III. LES ANALYSES.

Ayant vérifié à la loupe binoculaire jusqu'au grossissement 40 l'efficacité de la séparation de la phase « ilménite » des autres éléments de la roche broyée ou du sable, l'analyse chimique de chaque lot « d'ilménite » a été effectuée. Nous ne donnerons pas le détail de ces analyses mais uniquement leur représentation sur le diagramme ternaire de la figure 3.

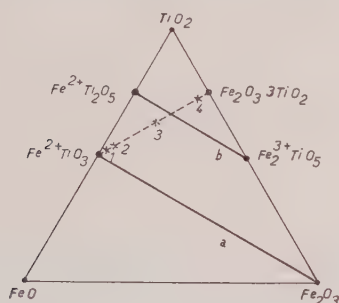


FIG. 3. — Diagramme des constitutions moléculaires. *a* = ferri-ilménites ; *b* = pseudobrookites. 1) Vohibarika ; 2) col de Tsitombarika ; 3) Antête-Ambasivasy ; 4) Sénégal.

Les points se placent très approximativement sur la droite $\text{Fe}^{2+} \text{TiO}_3 - \text{Fe}_2^{3+} \text{O}_3$. 3TiO_2 c'est-à-dire en dehors des deux domaines des solutions solides ferri-ilménites et pseudobrookites. On sait, Chevallier (1955) et Akimoto (1957) que les ferri-ilménites forment une série de solutions solides répondant à la composition $x \text{Fe}^{2+} \text{TiO}_3 (1-x) \text{Fe}_2^{3+} \text{O}_3$ de structure du type corindon ayant les propriétés magnétiques suivantes :

pour $0 < x < 0,55$ très faiblement ferro-
magnétiques,
 $0,55 < x < 0,75$ ferromagnétiques,
 $0,75 < x < 1$ paramagnétiques.

Les pseudobrookites $y \text{Fe}_2^{3+} \text{TiO}_5 (1-y) \text{Fe}^{2+} \text{Ti}_2\text{O}_5$ forment également une série continue, obtenue synthétiquement par Akimoto (1957). L'obtention de cette série permet d'interpréter des produits d'oxydation des titanomagnétiques ou des ilménites.

IV. ÉTUDE OPTIQUE.

Des grains des différents concentrés « d'ilménite » analysés ont été sertis et polis avec

soin avec la machine Rehwald. Aucune strie n'est pratiquement visible au grossissement 1 000.

1) Ilménites extraites des charnockites.

L'examen microscopique révèle les particularités suivantes. 80 % environ des grains sont homogènes et donnent les caractères optiques de la crichtonite (FeTiO_3). Les autres grains présentent deux phases ayant la texture représentée sur la microphotographie (fig. 4). On observe une alternance de lamelles

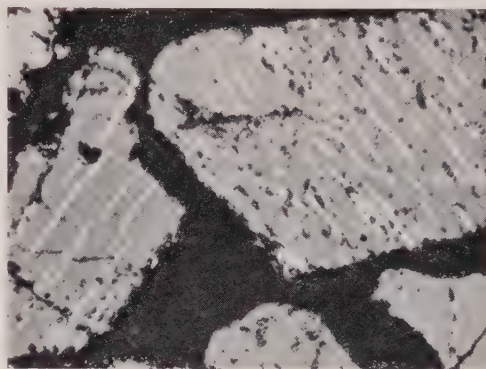


FIG. 4. — « Ilménites » extraites des charnockites.
Lum. nat. $\times 240$.

Lamelles d'hématite ou titanohématite (blanches)
dans la ferri-ilménite (grise).

de ferri-ilménite et d'hématite ou titanohématite parallèles au clivage (0001). Ces lamelles ne sont pas toujours rectilignes, ni absolument parallèles entre elles ; elles sont parfois comme ployées, étirées en pointe. Ces textures rappellent tout à fait les textures perthitiques des feldspaths. Dans certains grains des lamelles de magnétite orientées parallèlement à (0001) de la ferri-ilménite sont visibles. Dans les grains hétérogènes, c'est la phase ferri-ilménite qui domine nettement. Ces observations justifient la place de ces « ilménites » dans le diagramme des constitutions moléculaires de la figure 3.

2) Ilménites extraites des sables de ruisseau du massif charnockitique.

L'observation microscopique révèle une composition minéralogique tout à fait compa-

nable à celle des « ilménites » extraites des charnockites, toutefois le pourcentage des grains renfermant des exsolutions est plus faible.

3) Ilménites extraites des sables littoraux.

a) *Vohibarika (Madagascar)*. La majorité des grains est homogène, certains présentant les exsolutions mentionnées dans les ilménites extraites de la roche mère. Dans certains grains (environ 10 %), la teinte « rose saumon » de la ferri-ilménite est moins accusée, le polychroïsme de réflexion plus faible ainsi que le degré d'anisotropie.

Tout se passe comme si la ferri-ilménite avait « blanchi ». Pour quelques plages l'isotropie est complète. Ces plages isotropes s'observent parfois à la périphérie des grains et surtout à l'intérieur.

Ces observations rappellent celles effectuées par Bailey (1956) sur des ilménites de sables de plage présentant divers stades d'altération.

Le 1^{er} stade est un mélange de plages d'ilménite altérée et non altérée. L'altération est révélée par l'apparition de la phase blanche isotrope qui est un mélange d'oxydes de fer et de titane amorphe.

Le 2^e stade est la transformation quasi complète de tout le grain en cette phase blanche isotrope.

Le 3^e stade est le développement de « leucoxène » (1) aux dépens de cette phase blanche isotrope.

b) *Antête et Ambasivasy (Madagascar)*. Nous avons groupé dans un même paragraphe les résultats de l'étude de ces deux gisements parce que leur constitution minéralogique est la même.

Leur place dans le diagramme des constitutions moléculaires de la figure 3 est pratiquement la même. 40 % environ des grains sont homogènes et ont les critères optiques des ferri-ilménites. 25 à 30 % des grains sont également homogènes, blanc grisâtre et isotropes ; ils sont vraisemblablement constitués par le mélange d'oxydes de fer et de titane amorphes du deuxième stade d'altération de Bailey : l'étude aux rayons X confirmera cette façon de voir. Les autres grains présentent plusieurs

phases qui peuvent être rattachées aux trois stades d'altération. Les microphotographies 5, 6, 7 et 8 représentent ces différents stades.

c) *Sénégal*. 90 % environ des grains sont blanc grisâtre et isotropes et présentent donc les propriétés optiques de la phase d'altération « mélange d'oxydes de fer et de titane amorphes » de Bailey : peu de reliquats de ferri-ilménite non altérée sont visibles. Les autres grains (environ 10 % sont entièrement transformés en leucoxène identifiable par l'existence des réflexions internes rougeâtres (microphotographies 9 et 10).

V. ÉTUDE AUX RAYONS X.

Cette étude a été faite en utilisant la méthode de Debye et Scherrer ou Seeman Bohlin avec anticathode de fer et monochromateur. Toutes les raies ont pu être identifiées. En dehors des diagrammes réalisés avec les « ilménites » extraites des charnockites, tous les autres présentent un fond continu dont l'intensité va en croissant quand on passe des « ilménites » de Vohibarika à celles d'Antête-Ambasivasy et enfin à celles du Sénégal pour lesquelles ce fond est très important. Ce fond continu est dû à la présence d'une phase amorphe à l'échelle des rayons X à côté des phases cristallines. Afin de pouvoir faire ressortir davantage du diagramme les raies des phases cristallisées, un temps de pose nettement plus grand a été nécessaire.

Le dépouillement du diagramme de « l'ilménite » extraite des charnockites donne $a_{rh} = 5,528 \text{ \AA}$, ce qui donne une constitution



d'après Akimoto (1957, p. 295).

Les raies de la ferri-ilménite sont toujours présentes mais de la mesure de leur intensité il résulte que les teneurs en ferri-ilménite décroissent dans l'ordre « ilménites » de Vohibarika, Antête-Ambasivasy, Sénégal ; au contraire la teneur en rutile et brookite va en croissant dans le même sens. Rutile et brookite sont d'ailleurs très finement divisés, car leurs raies caractéristiques sont très larges dans les diagrammes correspondants.

Des clichés de diffraction électronique ont été effectués sur l'ilménite du Sénégal qui donne aux rayons X le fond continu le plus important parmi toute la série ; dans ces diagrammes

(1) Le « leucoxène » d'après Bailey (1956) est un mélange d'oxydes de fer et de titane amorphes et cryptocristallins donnant au microscope des réflexions internes rouges ou blanches et aux rayons X les raies du rutile ou de la brookite.

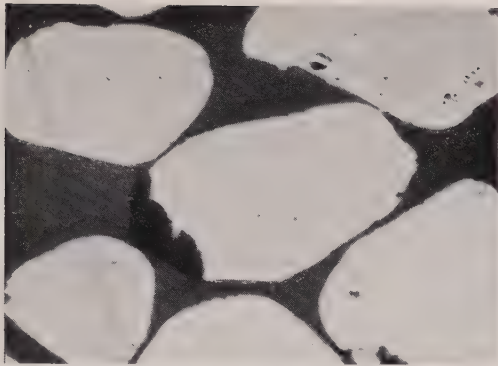


FIG. 5. — « Ilménite » d'Antête-Madagascar.
Lum. nat. $\times 240$.

Grains présentant les différents stades d'altération. Des plages plus blanches apparaissent dans certains grains : c'est la phase (mélange d'oxydes de fer et de titane amorphe).



FIG. 6. — « Ilménite » d'Antête-Madagascar.
Nicols croisés $\times 240$.

Les mêmes grains que dans la figure 5. La polarisation permet d'apprécier la structure des grains. Au centre grain d'ilménite avec plages noires d'oxydes de fer et de titane amorphes. En bas, à droite, grain d'ilménite entièrement formé de phase isotrope.

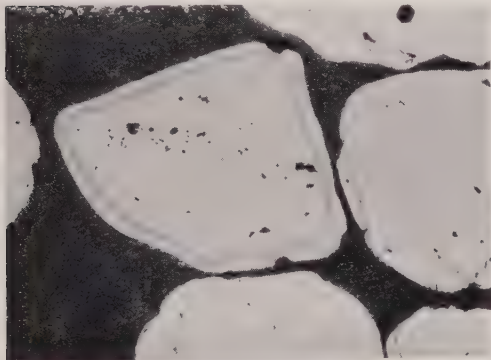


FIG. 7. — « Ilménite » d'Antête-Madagascar.
Lum. nat. $\times 240$.

Grain présentant les différents stades d'altération. Au centre grain présentant le stade 2 avec liséré plus gris de « leucoxène ».

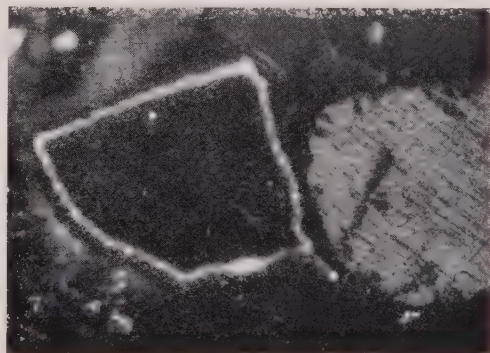


FIG. 8. — « Ilménite » d'Antête-Madagascar.
Nicols croisés $\times 240$.

Les mêmes grains que dans la figure 7. La polarisation montre bien la structure des grains.

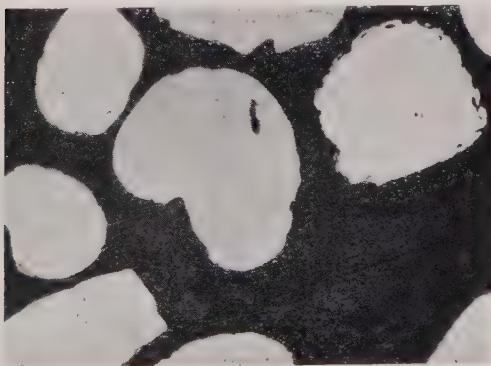


FIG. 9. — « Ilménite » du Sénégal. Lum. nat. $\times 240$.
Grains homogènes.

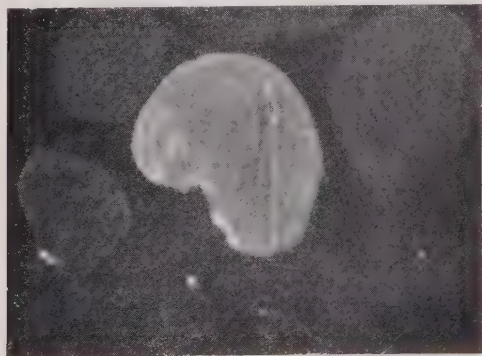


FIG. 10. — « Ilménite » du Sénégal. — Nicols croisés. $\times 240$.
Les mêmes grains que dans la figure 9. Au centre grain entièrement formé de leucoxène (stade 3 d'altération). Les autres grains sont isotropes (stade 2).

seules les raies de la ferri-ilménite et du rutile ont été identifiées mais on ne peut attribuer aucune raie à la phase amorphe. Dans les diagrammes obtenus avec les « ilménites » extraites des charnockites et de Vohibarika la présence de α Fe_2O_3 et de traces de magnétite a été mise en évidence.

Nous avons fait des recuits sous vide à 800°C pour les « ilménites » d'Antête et du Sénégal. Les diagrammes obtenus après ce recuit ont révélé la formation : a) d'une ferri-ilménite ferromagnétique de $a_{rh} = 5,485 \text{ \AA}$ correspondant d'après Akimoto (1957, p. 295) à la composition 0,5 FeTiO_3 , 0,5 Fe_2O_3 . b) d'une pseudobrookite dont le volume de la maille est 363 \AA^3 , ce qui donne une composition (0,1 à 0,3) TiFe_2O_5 (0,9 à 0,7) FeTi_2O_5 d'après Akimoto (1957, p. 298).

En résumé l'étude aux rayons X et la diffracton électronique révèlent pour les « ilménites » extraites des sables :

- a) un reliquat de ferri-ilménite plus ou moins masqué,
- b) une phase amorphe,
- c) du rutile et de la brookite très finement divisés.

Par recuit la phase amorphe vraisemblablement riche en Fe_2O_3 agit sur FeTiO_3 et TiO_2 pour donner une ferri-ilménite ferromagnétique et une pseudobrookite.

VI. ÉTUDE MAGNÉTIQUE.

Étant donné la présence de trace de ferromagnétisme aucune mesure de susceptibilité n'a pu être faite à la balance de Curie-Chenevaud. Il a fallu construire pour chaque lot « d'ilménite » la courbe d'aimantation et prendre pour χ (coefficient d'aimantation) le coefficient angulaire de la droite limite. Les mesures ont été effectuées à l'aide de la balance de translation décrite dans le mémoire (Chevallier, 1955).

Les résultats des mesures ont été consignés dans le tableau suivant :

| PROVENANCE | $\chi \cdot 10^6$ |
|---|-------------------|
| Ilménites extraites des charnockites DX . | 106 |
| Ilménite D 4600 | 100 |
| Vohibarika | 104 |
| Antête-Ambasivasy | 56 |
| Sénégal | 53 |

La susceptibilité magnétique diminue lorsque le stade d'altération de l'ilménite augmente. Ce fait avait d'ailleurs déjà été mis en évidence par Bailey (1956) et plus récemment par Flinter (1959) sur de « l'ilménite » de Malaya.

L'étude magnétique des « ilménites » d'Antête-Ambasivasy et du Sénégal après recuit à 800°C sous vide a permis de séparer deux fractions :

une fraction ferromagnétique (20 % environ) donne une courbe thermomagnétique comparable à celle obtenue avec les ferri-ilménites ferromagnétiques (Chevallier 1955) ;

une fraction (80 %) dont le coefficient d'aimantation est : $\chi = 28 \cdot 10^{-6}$.

Nous avons vu que l'étude aux rayons X nous a permis d'identifier sans ambiguïté ces deux fractions : (ferri-ilménite ferromagnétique et pseudobrookite).

Le coefficient d'aimantation variant avec le stade d'altération de l'ilménite nous avons trié magnétiquement au séparateur de Forrer le lot « d'ilménite » Antête qui renferme, comme nous l'avons vu dans l'étude optique, 40 % de grains « d'ilménite » pratiquement pas altérée et des grains présentant les 2 stades d'altération phase amorphe et leucoxène.

La fraction la plus magnétique donne à l'examen microscopique les critères de « l'ilménite » de Vohibarika ; l'analyse chimique la place d'ailleurs au même point du diagramme triangulaire.

La fraction la moins magnétique donne 90 % environ de grains ayant les propriétés optiques de la phase d'altération « mélange d'oxyde de fer et de titane amorphes » ; l'analyse chimique la place au même point que les ilménites du Sénégal.

VII. CONCLUSIONS.

1) Nous avons étudié dans ce mémoire des « ilménites » provenant d'une part de charnockites de Madagascar et d'autre part de sables de plage du Sénégal. Nous avons pu mettre en évidence différents stades d'altération depuis les « ilménites » de la roche en place jusqu'à leur dépôt sur les sables de plage pour Madagascar. La composition chimique de toutes ces « ilménites », quel que soit leur stade d'altération, les place sur la droite FeTiO_3 (crich-tonite) — $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{TiO}_2$ (arizonite de Palmer).

2) Lorsque la composition chimique place « l'ilménite » près de la constitution moléculaire

laire de l'arizonite, le stade d'altération est un mélange d'oxydes de fer et de titane amorphes. Un recuit sous vide de ce mélange donne une ferri-ilménite ferromagnétique et une pseudobrookite du type $y \text{Fe}_2\text{TiO}_5$ ($1-y$) FeTi_2O_5 .

« L'arizonite » d'après cette étude, serait donc une *pseudomorphose d'ilménite en un mélange d'oxydes de fer et de titane amorphes* dont le recuit sous vide donne les produits indiqués.

Pour Flinter (1959) « l'arizonite » serait le stade final de l'altération où le matériau a recristallisé en un mélange d'oxydes de fer et de titane. Notre étude montre que le matériau

est amorphe à l'échelle de la diffraction électronique.

L'altération se fait évidemment avec élimination de fer. D'après les observations de terrain faites par l'un de nous (H. de la Roche) cette élimination est concrétisée par l'association des variétés « d'ilménites » les plus altérées (Antête-Ambasivasy) avec des sables quartzux présentant une coloration brune qui leur a valu l'appellation de « sables roux ».

Note : Les sections polies et les diagrammes X ont été réalisés avec la collaboration de MM. Menaert et Pynnaert du laboratoire de Minéralogie, que nous remercions bien vivement.

BIBLIOGRAPHIE

- AKIMOTO, S. (1957). — *Advances in physics*, G. B., 6, 288-297.
- BAILEY, S. W., CAMERON, E. N., SPEDDEN, H. R., RANDALL, J. WEGGE (1956). — *Econ. Geol.*, 51, 263-279.
- CHEVALLIER, R., BOLFA, J., MATHIEU, S. (1955). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 78, 307-46 et 365-99.
- FLINTER, B. H. (1959). — *Econ. Geol.*, 54, 720.
- LYND, L. E., SIGURDSON, H., NORTH, C. H. et ANDERSON, W. W. (1954). — *Mining Engineering*, 6, n° 8, 817.
- MILLER, R. (1945). — *Ann. Min.*, 30, 65.
- OVERHOLT, J. L., VAUX, G. et RODDA, J. L. (1950). — *Am. Min.*, 35, 117.
- PALMER, CHASE (1909). — *Am. Journ. Sci.*, ser. 4, 28, 353.

L'agitation thermique dans les cristaux moléculaires : la diffusion des rayons X par l'acridine III ⁽¹⁾

PAR J. L. AMORÓS, A. DE ACHA et M. L. CANUT,

Sección de Termodinámica Cristalina, Departamento de Cristalografía, C.S.I.C., Madrid.

Résumé. — Nous avons étudié la diffusion thermique des rayons X par l'acridine III à la température ordinaire à partir des diagrammes de Laue. Les régions de diffusion thermique continue sont interprétées avec notre fonction transformée de Fourier de différences (TFD) et le modèle d'indépendance de mouvement des quatre molécules de la maille unitaire. Le modèle qui considère le mouvement accolé des paires de molécules n'est pas en accord avec les régions observées. Après avoir calculé une valeur approchée de la température caractéristique de Debye ($\theta = 41^\circ \text{ K}$), nous comparons théoriquement le comportement des fonctions de Laval de premier, second et troisième ordre et de notre fonction TFD en fonction de la température et de $|\bar{X}|$.

Le phénomène d'inversion de la diffusion donné par les fonctions de Laval permettra d'élucider, en refroidissant le cristal, si les régions diffuses continues peuvent être exprimées aussi, malgré leur complexité, par une contribution notable des diffusions de premier, second et troisième ordre de Laval.

Comme suite au programme de recherche que nous sommes en train de développer dans le Département de Cristallographie concernant l'étude et l'interprétation de la dynamique des cristaux moléculaires, nous avons étudié la diffusion thermique continue de l'acridine III. Cette étude a un double intérêt : d'une part l'acridine III a un paramètre thermique très élevé, d'autre part elle permet l'étude de la présence possible de vibrations moléculaires accouplées dû à la distribution en paires anti-parallèles de ses molécules. La similitude de forme des molécules du naphthalène et de l'anthracène avec celles de l'acridine, permet aussi de comparer les résultats de cette recherche avec ceux des travaux précédents réalisés sur ces substances (A. de Acha, M. L. Canut et J. L. Amorós, 1958 et S. Annaka et J. L. Amorós, 1960). Enfin, la théorie que nous avons exposée dans un travail précédent (J. L. Amorós, M. L. Canut et A. de Acha, 1960) permet d'aborder le calcul direct de la contribution due à de possibles mouvements indépendants des molécules d'acridine dans les cristaux de la forme III.

Structure de l'acridine III.

L'existence de cinq formes de l'acridine qui pouvaient être identifiées au microscope par leur aspect, propriétés optiques et points de fusion, a été citée par A. Kofler (1943). R. D. Lowde, D. C. Phillips et R. G. Wood (1953) ont publié quelques données cristallographiques de trois formes polymorphes dont deux apparaissent comme stables dans des conditions normales de pression et température. D. C. Phillips (1954) a décrit plus tard une quatrième forme. F. H. Herstein et G. M. J. Schmidt (1955) ont réalisé aussi avec les rayons X des recherches préliminaires sur quatre formes, dont une n'avait pas été citée par les dits auteurs. D'après D. C. Phillips (1956) trois formes de l'acridine cristallisent simultanément, à peu près à 20° C , l'une orthorhombique, les 2 autres monocliniques. A des températures plus basses, la forme orthorhombique ou acridine I prédomine, c'est-à-dire, le monohydrate $\text{C}_{13}\text{H}_4\text{N} \cdot \text{H}_2\text{O}$ dont la structure n'a pas été encore déterminée.

En ce qui concerne les deux formes monocliniques, nommées formes II et III, stables à la température ambiante, elles doivent posséder presque la même énergie libre à cette température puisque aucune d'elles ne présente

(1) Ce travail a été partiellement subventionné par le U. S. Air Force Office of Scientific Research of the Air Research and Development Command, U. S. A. F., par son European Office, sous contrat AF 61 (052), 193.

de tendance à se transformer en l'autre forme et toutes les deux sont dues à la décomposition de la forme I. Cependant, à des températures plus élevées, l'acridine II est encore stable ; le domaine de stabilité (s'il existe) de l'acridine III n'a pas été encore déterminé. Entre 20° et 100° C, l'acridine III se transforme dans la forme II avec une rapidité croissante, notable dès 40° C.

La détermination exacte de la structure de l'acridine III à 20° C a été faite par D. C. Phillips (1956). L'acridine III est monoclinique, groupe spatial $P2_1/n$, avec quatre molécules dans la maille élémentaire. La molécule d'acridine est hétérocyclique puisqu'elle dérive de

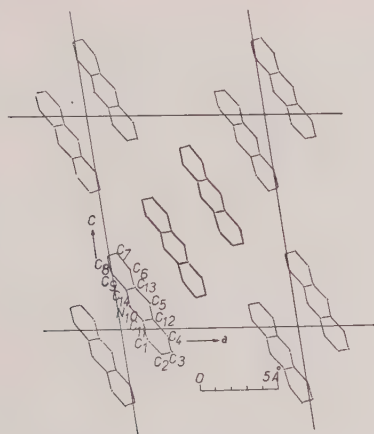


FIG. 1. — Acridine III. Projection de la structure sur (010).

la molécule d'anthracène en substituant un groupe meso CH par l'azote : donc, la molécule n'est pas centrosymétrique ni plane. Les dimensions de la maille élémentaire sont (D. C. Phillips, 1956) : $a = 11.375$, $b = 5.988$, $c = 13.647$ Å, $\beta = 98^\circ 58'$. Les extinctions propres du groupe spatial sont $h + l = 2n + 1$ pour $h0l$ et $k = 2n + 1$ pour $ok0$. Parmi les réflexions sur $h0l$, les plus fortes correspondent à $h + l = 4n$ dû à l'existence d'un plan de glissement selon la diagonale.

La structure de l'acridine III est nettement liée à celles de l'anthracène et du naphthalène mais, si dans les cristaux de ces dernières substances les centres des molécules coïncident avec les centres de symétrie du cristal, dans l'acridine III, les molécules polaires sont distribuées, autour des centres de symétrie, en paires antiparallèles (fig. 1).

Dans l'acridine III, l'espacement intermoléculaire est, à peu près, de 3.74 Å et les molé-

cules sont soumises à des vibrations de translation et de libration de corps rigide, avec une amplitude de vibration $(u_i^2)^{1/2}$ due à des vibrations de translation de 0.37 Å, à peu près (D. C. Phillips, 1956).

Méthode expérimentale.

Les cristaux d'acridine III ont été préparés par cristallisation dans de l'alcool à la température ordinaire. L'acridine étant dimorphe à cette température, les cristaux de la forme III ont été mélangés avec ceux de la forme II, ceux-ci étant beaucoup plus abondants.

Un cristal de $1,25 \times 1,25 \times 2$ mm³ fut réglé suivant l'axe [010] qui coïncide avec la direction d'élongation et des diagrammes de Laue furent obtenus de 5° en 5° jusqu'à 180° dans les conditions suivantes : caméra Unicam de 6 cm de diamètre, radiation de CuK α filtrée, 40 kV, 20 mA, deux heures de pose.

Le passage de la diffusion aux niveaux [010]₀, $\frac{1}{2}$, 1, $\frac{3}{2}$, 2 de l'espace réciproque fut réalisé avec l'emploi de notre technique habituelle (M. L. Canut et J. L. Amorós, 1957). Dans cet exposé nous reproduisons seulement la carte correspondante au niveau [010]₀.

Orientation des molécules.

Afin de décrire en détail la diffusion en relation avec la morphologie et l'orientation des molécules d'acridine dans les cristaux de la forme III, il est nécessaire de se référer aux axes morphologiques de la molécule. A partir des données structurales de Phillips, nous avons calculé les cosinus directeurs des axes moléculaires qui se trouvent dans le tableau I.

Nous appelons OL l'axe qui contient la dimension maximum d'une molécule, OM l'axe nor-

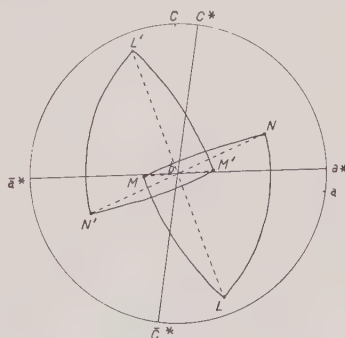


FIG. 2. — Acridine III. Projection stéréographique montrant la position des axes moléculaires des deux molécules symétriques.

mal à OL dans le plan moléculaire et ON l'axe normal à ce plan : leurs directions dans l'espace réciproque coïncideront dans les deux molécules antiparallèles (OL, OM, ON) et les axes correspondants, à l'autre paire de molécules (OL', OM', ON') seront symétriques de OL, OM, ON par rapport au plan de symétrie. Dans la figure 2 sont représentés les pôles de ces axes moléculaires en projection stéréographique.

Les traces de ces axes dans le plan $[010]_0$ du réseau réciproque, seront justement les intersections des plans contenant OL et OL', ON et ON', OM et OM' avec le plan $[010]_0$. La trace de l'axe long OL, OL' a été représentée par la ligne en pointillé LL' de la figure 2.

TABLEAU I.

| AXES moléculaires | AXES | | |
|----------------------|-------------------|------------------|-------------------|
| | a | b | c' |
| L | $67^{\circ} 27'$ | $81^{\circ} 26'$ | $150^{\circ} 27'$ |
| M | $115^{\circ} 09'$ | $25^{\circ} 27'$ | $94^{\circ} 32'$ |
| N | $39^{\circ} 55'$ | $65^{\circ} 52'$ | $60^{\circ} 24'$ |

Domaines de diffusion observés.

Dans les diagrammes de Laue de l'acridine III (fig. 3) on observe quelques taches très intenses et de grandes aires diffuses anisotropes.

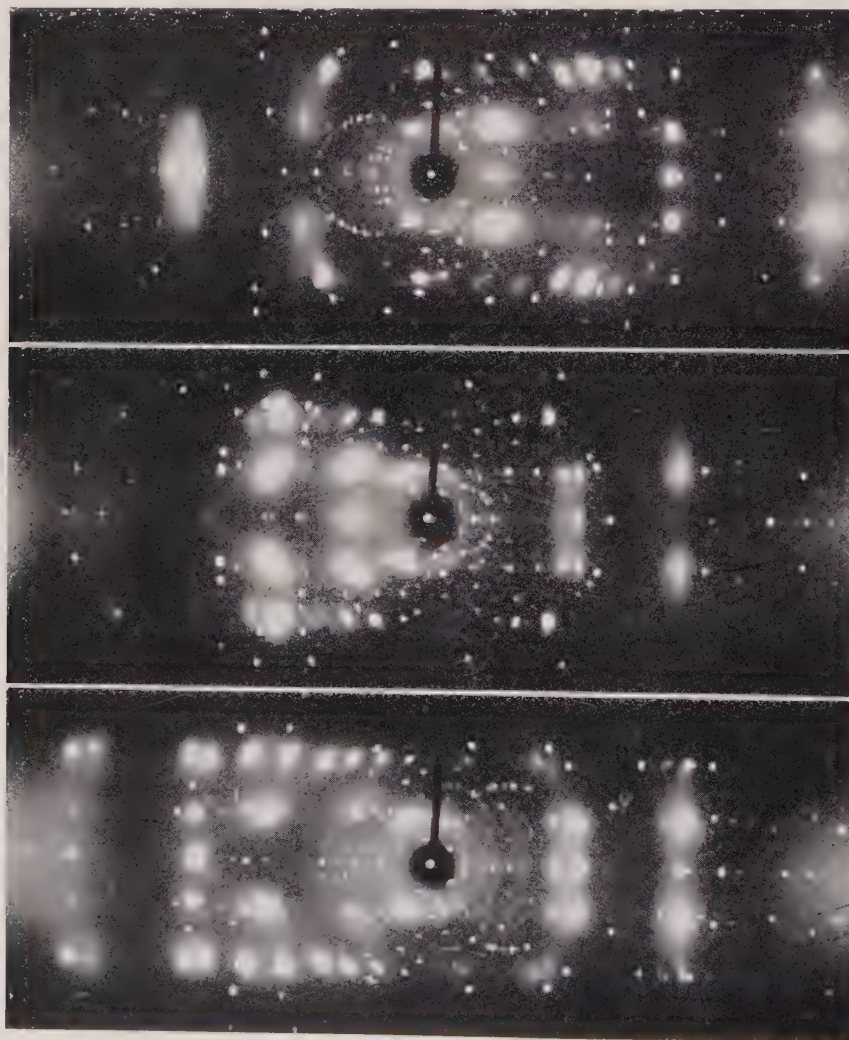


FIG. 3. — Acridine III. Diagrammes de Laue à la température ordinaire. Radiation X de Cu, 40 KV, 30 mA, 2h.

L'extension, entre niveaux, de ces aires, est nettement reflétée quand on esquisse la diffusion correspondante aux niveaux intermédiaires $[010]_{1/2}$ et $[010]_{3/2}$.

La diffusion thermique dans l'acridine III correspond à deux types bien tranchés : diffusion très intense associée aux nœuds non éteints du réseau réciproque et diffusion faible continue qui forme des nuages anisotropes de diffusion liés à des nœuds de F_0 élevé mais qui se répandent à d'autres, même éteints dans le groupe spatial statique. La diffusion continue s'étend en bandes périodiques normales à la trace LL' , c'est-à-dire, aux liaisons du carbone dans la molécule. En conséquence, les périodicités de ces domaines révèlent des périodicités moléculaires.

Les déplacements qui apparaissent dans les régions dont chaque bande est composée, par rapport à leurs régions correspondantes dans les niveaux inférieurs, sont bien évidents. Ce déplacement est identique pour les régions d'une même bande et offre, d'une bande à l'autre, des sens opposés, exception faite de la bande qui passe par l'origine, où les deux sens apparaissent. La valeur de ces déplacements peut être déduite étant donné que les axes ON et ON' traversent, tout le long des différents niveaux, une zone continue de diffusion. De cette façon, la perpendicularité des colonnes de diffusion dans les directions OL , OL' , et OM , OM' , est rendue évidente et par conséquent, les deux sens du déplacement reflètent les deux orientations des paires antiparallèles des molécules d'acridine.

La nette individualité de ces colonnes répond à l'indépendance des molécules dans la structure. La longueur maximum de ces colonnes, selon N , correspond à la dimension moléculaire minimum et des deux dimensions observées dans les niveaux étudiés, la plus longue correspond à la direction de l'axe M et la plus courte à celle de l'axe L . L'absence d'une plus grande netteté dans la correspondance avec le réciproque de la forme moléculaire est due, justement, à l'inclination par rapport aux plans $[010]_n$ et, en conséquence, les sections de ces colonnes par les dits plans ne sont pas des sections droites. C'est ainsi que la diffusion dans l'acridine III est disposée d'une façon semblable à celle du naphthalène (A. de Acha, M. L. Canut et J. L. Amorós, 1958) et de l'anthracène (S. Annaka et J. L. Amorós, 1960) : rangs de colonnes également inclinées par rapport à $a [010]_0$ mais dont les sens alternent

d'un rang à l'autre, excluant le rang correspondant à la bande qui passe par l'origine qui présente les deux sens.

Niveau $[010]_0$.

Dans ce niveau (fig. 4) une série de taches intenses ont été observées, associées à des nœuds de F_0 élevé tels que 301 , 202 , $\bar{1}01$, 103 , $\bar{7}03$, $\bar{2}02$, $\bar{4}04$, $\bar{3}011$, $\bar{3}03$ et $\bar{5}05$ dont $F^0 > 30$. Les deux premiers nœuds, pour lesquels F_0 est très proche de 100 , sont très accentués ; le reste des taches diffuses numérotées dans la figure correspondent à $F^0 > 15$. Des vastes régions de diffusion continue disposées en trois bandes perpendiculaires à la trace LL' sont aussi observables. L'intervalle entre ces bandes est, à peu près, de $2,5 \text{ \AA}^{-1}$ dans les régions E , D et C , de $1,3 \text{ \AA}^{-1}$ dans les régions G et F et de $0,83 \text{ \AA}^{-1}$, à peu près, dans la région H . Les régions A et B correspondent à la bande qui passe par l'origine de l'espace réciproque, perpendiculaire aussi aux traces OL , OL' .

Les régions diffuses continues du naphthalène, hexamine et anthracène ont été interprétées dans deux travaux précédents (J. L. Amorós, M. L. Canut et A. de Acha, 1960 et S. Annaka et J. L. Amorós, 1960), employant la fonction transformée de Fourier de différences, laquelle tient compte comme approximation du mouvement indépendant des molécules dans la maille unitaire.

Il serait probable dans le cas de l'acridine III que les régions diffuses continues trouveraient leur interprétation dans le mouvement indépendant des quatre molécules de la maille unitaire. Or, si les molécules d'acridine étaient disposées en deux paires antiparallèles, l'existence de vibrations accouplées dans les paires de molécules serait possible. Dans le but d'élucider le schème dynamique de ce cristal moléculaire, nous avons calculé la transformée de Fourier de différences correspondant à chacune de ces hypothèses, pour le niveau $[010]_0$.

Calcul des transformées de Fourier de différences dans le niveau $[010]_0$.

Pour calculer les transformées de Fourier de différences, nous avons utilisé les coordonnées atomiques de Phillips. Le facteur température utilisé correspond à une valeur de $(\bar{u}^2)^{1/2} = 0.37 \text{ \AA}$, donnée aussi par cet auteur.

Soit, p, q, r, s , les quatre molécules de la maille unitaire. L'hypothèse du mouvement accouplé des paires antiparallèles suppose que chaque paire de molécules (p, q) et (r, s) vibre en bloc comme si c'était un corps rigide. Comme le centre de symétrie de chaque bloc coïncide avec un centre de symétrie de la maille, il n'existe pas de contribution de la partie imagi-

thèse de mouvement accouplée des molécules, est, pour le niveau $[010]_0$,

$$\text{TFD} = 8 A_p^2 (1 - \exp \{-2 B \sin^2 \theta / \lambda^2\}) \quad (1)$$

Dans l'hypothèse d'un mouvement indépendant des quatre molécules de la maille unitaire, il existe une partie imaginaire dans la transformée des molécules et on a : $A_p = A_q$

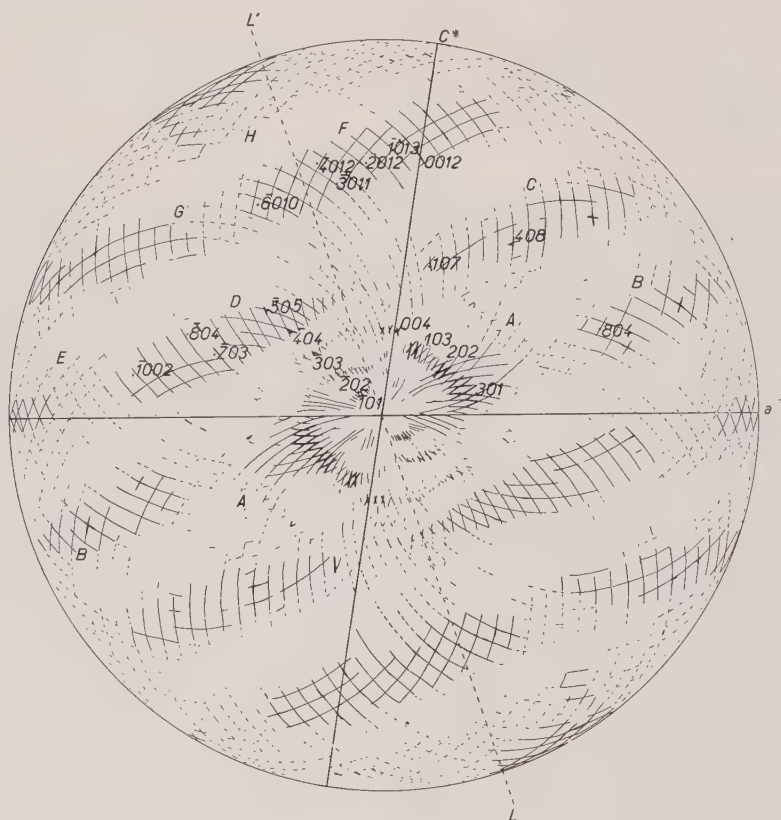


FIG. 4. — Acridine III. Domaines de diffusion dans le niveau $[010]_0$.

naire de la transformée de Fourier de chaque bloc, c'est-à-dire $A_p + A_r = 2 A_v$ et $B_p + B_r = 0$, d'où $G (p + q) = 2 A_v$. Pour le second bloc, tenant compte des relations de symétrie entre les coordonnées atomiques (x, z) des molécules r et s par rapport à celles de p et q , on a $A_r = A_s$, $A_p = A_r$ pour $h + l = 2n$ et $A_p = -A_r$ pour $h + l = 2n + 1$. Pour ce bloc, et de même qu'antérieurement, la partie imaginaire est aussi égale à zéro ; donc $G (r + s) = 2 A_v$. C'est ainsi que nous arrivons au résultat suivant : la transformée de Fourier de différences, correspondant à l'hypo-

$= A_r = A_s$, $B_p = -B_q = -B_r = B_s$ pour $h + l = 2n$ et $A_p = A_q = -A_r = -A_s$, $B_p = -B_q = B_r = -B_s$ pour $h + l = 2n + 1$. Donc, les modules des A et des B sont égaux et, par conséquent, la transformée de Fourier de différences, correspondant à l'hypothèse d'indépendance de mouvement des molécules de la maille élémentaire, sera donnée, dans le niveau $[010]_0$ par

$$\text{TFD} = 4 (A_p^2 + B_p^2) (1 - \exp \{-2 B \sin^2 \theta / \lambda^2\}) \quad (2)$$

Les points calculés correspondent à des va-

leurs entières de h et l ainsi qu'aux valeurs de $h/2$ et $l/2$ dans les points d'intérêt. Dans les cartes on a tracé les lignes d'isodiffusion à base de valeurs arbitraires de 1, 2, 3, 4, 5, 10, 20, 30 et 40×10^2 excepté pour la zone centrale de la carte de mouvement accouplé pour laquelle seulement les lignes de 1, 5, 10, 20, 30 et 40×10^2 ont été tracées.

Interprétation des régions diffuses continues dans l'acridine III.

Dans les figures 4, 5 et 6 on compare la diffusion enregistrée expérimentalement dans le niveau $[010]_0$ avec les valeurs calculées avec la transformée de Fourier de différences de l'acridine. Dans la figure 5 nous avons représenté les lignes d'isodiffusion dérivées de l'hypothèse du mouvement accouplé des paires de molécules centro-symétriques et dans la figure 6 les lignes d'isodiffusion dans l'hypothèse d'une totale indépendance de mouvement des quatre molécules de la maille unitaire. En général, il existe un évident accord entre les aires continues de diffusion observées et les aires continues de pouvoir diffuser calculé dans les deux hypothèses. Or, dans la carte de la figure 5 on peut observer que l'hypothèse d'un mouvement accouplé des paires de molécules conduit à des maxima bien définis dans chaque région diffuse continue. Ainsi, par exemple, la région F présente quatre maxima bien accusés, les régions C et D trois et la région B deux autres, au moins, en dedans de la limite de la sphère de réflexion du Cu. Dans la région G, les maxima restent isolés quand la ligne mineure d'isodiffusion est 100 et, si l'on traçait la ligne 50, les trois maxima seraient réunis dans une région. Nous n'avons pas observé ces maxima à l'intérieur des aires continues qui sont masquées par des maxima très intenses, lesquels correspondent à la diffusion typique associée au nœud qui répond à la théorie des ondes thermiques. Dans la région F, par exemple, apparaissent des maxima diffus associés aux nœuds $\bar{6}010$, $\bar{4}012$, $\bar{3}011$, $\bar{2}012$, $\bar{1}013$, 0012 , qui ne sont pas en correspondance avec les quatre maxima calculés pour la région F.

Par contre, le modèle de mouvement indépendant des quatre molécules d'acridine s'accorde très bien avec les observations expérimentales si l'on élimine, naturellement, les maxima intenses associés aux nœuds ayant un facteur de structure élevé. Comme nous avons

déjà fait noter, dans un travail précédent (J. L. Amorós, M. L. Canut et A. de Acha, 1960), les courbes d'isodiffusion tracées en partant de la transformée de Fourier de différences peuvent seulement expliquer l'existence des régions diffuses continues mais pas celles des domaines diffus intenses associés aux nœuds non éteints, qui ont leur origine dans les ondes thermiques du type acoustique principalement qui parcourent le cristal.

Sarginson (1941) a déjà admis que les branches optiques des vibrations réticulaires contribueront seulement à une diffusion d'intensité lentement variable dans l'espace réciproque et que les branches optiques ne peuvent pas rendre compte des taches diffuses rattachées aux nœuds. Dans notre formulation de DFT, les vibrations moléculaires indépendantes de la branche optique sont de façon approchée admises. En fait, ce n'est là qu'une première approximation. Cependant, on peut justifier cette approximation car aux températures prochaines à la fusion du cristal (et chez les cristaux moléculaires cette température est très proche de la température ordinaire) toutes les fréquences sont excitées avec phases au hard. Il n'est pas difficile du point de vue de la thermodynamique de concevoir les molécules voisines avec une certaine indépendance de mouvement et les liaisons de van der Waals actuant seulement pour maintenir les molécules à leur position dans le réseau cristallin. Nous revenons au modèle d'Einstein des vibrations indépendantes, qui n'est à rejeter aux températures élevées (J. M. Zeeman, 1960).

Calcul approché de la température caractéristique de Debye chez l'acridine III.

Bien que dans cette recherche nous n'ayons pas étudié expérimentalement l'influence de la température sur la diffusion de l'acridine III, nous sommes en mesure de prévoir quelques résultats théoriques en utilisant notre fonction transformée de Fourier de différences pour la diffusion thermique continue et les fonctions de diffusion de premier, second et troisième ordres de Laval (1941) pour la diffusion forte attachée aux nœuds du réseau réciproque. Heureusement ces quatre fonctions dépendent de différentes manières de $\sin \theta$ et de la température.

Pour l'étude de la dépendance thermique de

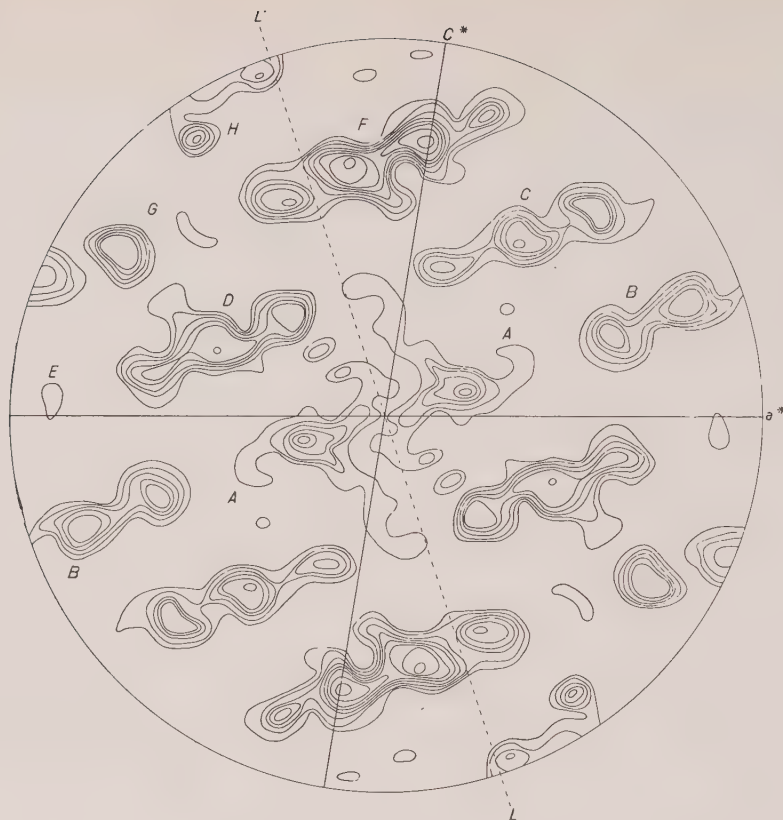


FIG. 5. — Acridine III [010]₀.
Courbes d'isodiffusion théoriques calculées avec TFD. Hypothèse du mouvement moléculaire accouplé.

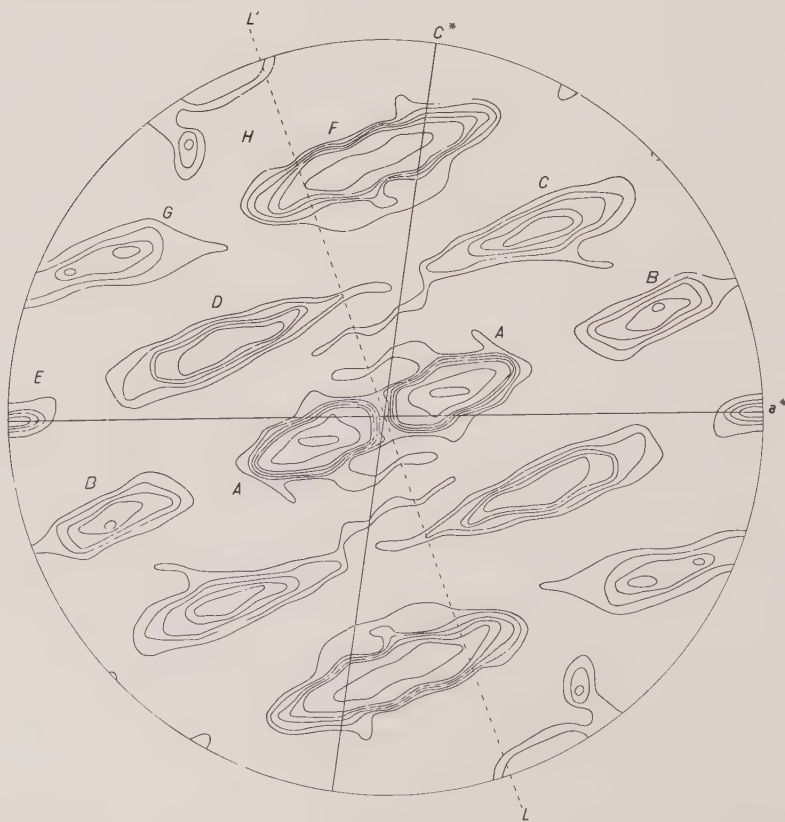


FIG. 6. — Acridine III [010]₀.
Courbes d'isodiffusion théoriques calculées avec TFD. Hypothèse du mouvement indépendant moléculaire.

la diffusion nous devons connaître la température caractéristique de Debye, dans le cas où on ne dispose pas des valeurs des amplitudes quadratiques moyennes de vibration à différentes températures.

Le calcul approché de la température caractéristique d'un cristal moléculaire, peut être fait en partant de la formule de Debye-Waller suivant le procédé utilisé par Cruickshank (1956) pour la détermination des Θ_M des naphthalène, anthracène et benzène. La formule de Debye-Waller (notation de James, 1954), équipartition de l'énergie satisfaite, donne

$$U^2 = \frac{3 h^2 T}{4 \pi^2 m k \Theta^2} \quad (3)$$

h , constante de Plank, k , constante de Boltzman, m est la masse de la molécule, Θ la température caractéristique de Debye et T la température absolue.

Dans l'acridine III, Phillips (1956) a décelé une amplitude moyenne de translation moléculaire de $(\bar{u}_t^2)^{1/2} = 0.37 \text{ \AA}$ à $T = 293^\circ \text{ K}$. L'expression (3) nous a permis d'obtenir la valeur $\Theta_D = 410^\circ \text{ K}$.

Influence de la température sur la diffusion de l'acridine III.

Une fois la valeur de Θ obtenue, notre problème se ramène à calculer la variation théorique de la diffusion thermique continue et celle attachée aux nœuds du réseau réciproque, en fonction de la température. La « fonction de forme » de la transformée de Fourier de différences peut être exprimé comme

$$f^2 (1 - \exp - 2 B \sin^2 \theta / \lambda^2) \quad (4)$$

où f est le pouvoir diffusant moyen de la molécule. Pour calculer la variation de cette diffusion continue avec la température, nous sommes ramenés à introduire le facteur Debye-Waller

$$\exp - 2 B \sin^2 \theta / \lambda^2 = \exp - \frac{12 h^2 \sin^2 \theta}{k m \Theta^2 \lambda^2} T \quad (5)$$

dans (4). C'est ainsi qu'ont été obtenues les courbes de la figure 7 pour différentes températures (100° , 150° , ... 350° K). La fonction (4) présente à toutes les températures un maximum pour les valeurs de $2 \sin \theta = 0,30$ (avec radiation $\text{Cu}\alpha$), où l'influence de la température est la plus accusée ; bien que cette fonction

décroisse avec $2 \sin \theta$, la diminution est faible et la dite fonction explique l'apparition des régions diffusées continues observées dans l'espace réciproque pour les grandes valeurs de $2 \sin \theta$. Le caractère le plus frappant de la diffusion produite par le mouvement indépendant moléculaire est qu'elle ne s'annule pas pour les grandes valeurs de $2 \sin \theta$.

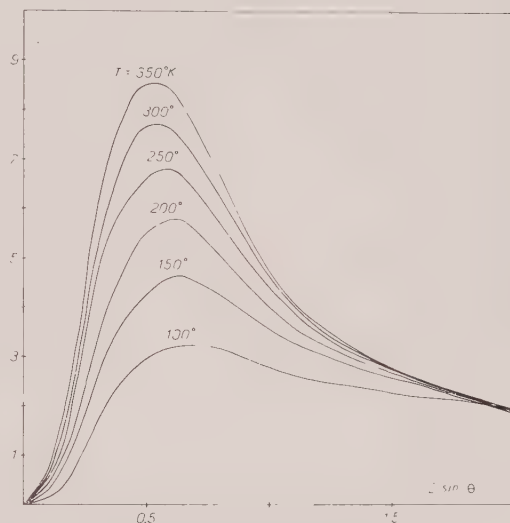


FIG. 7. — Acridine III. Courbes de la fonction de forme de la transformée de Fourier de différences aux températures 100° , 150° , ..., 350° K ; $\lambda \text{ Cu}$.

Bien que cette diffusion continue dépende seulement de la température par le facteur Debye-Waller, Laval (1941) a montré que la diffusion attachée à l'intensité Bragg dépend de la température par deux facteurs : d'une part, cette diffusion est proportionnelle à l'énergie de l'onde thermique, c'est-à-dire, à

$$E = h \nu \left(\frac{1}{\exp \frac{h \nu}{k T} - 1} + \frac{1}{2} \right) \quad (6)$$

où, si l'on admet l'équipartition de l'énergie, elle est réduite à $k T$ pour des valeurs de $T > \Theta$; d'autre part, cette intensité diffusée se trouve aussi affaiblie par le facteur Debye-Waller.

La « fonction de forme » de la diffusion de premier ordre est

$$f^2 |\bar{X}|^2 k T \exp (- 2 B \sin^2 \theta / \lambda^2) \quad (7)$$

équipartition de l'énergie satisfaite. \bar{X} est le vecteur de diffusion $(\bar{s} - \bar{s}_0)$.

En tirant 2 B de (5) et d'après (7) nous pouvons représenter à différentes températures les « courbes de forme » de la diffusion de premier ordre (fig. 8). Le caractère le plus frappant de ces courbes est que quand on s'éloigne

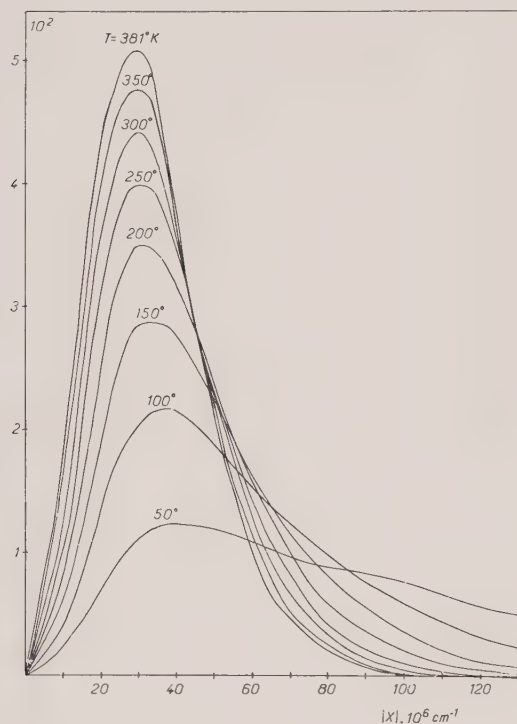


FIG. 8. — Acridine III. Courbes de la fonction de forme de la diffusion de premier ordre de Laval aux températures 100°, 150°, ..., 381° K.

du centre de l'espace réciproque la diffusion de premier ordre décroît quand la température augmente. Ce phénomène a été prédit par Laval qui a montré l'existence d'une température T_1 pour laquelle la diffusion de premier ordre est maximum. Comme la diffusion thermique continue, la fonction de forme de la diffusion de premier ordre à une température donnée passe par un maximum puis décroît pour les grandes valeurs de $|\bar{X}|$. Mais dans ce cas elle décroît beaucoup. Les maxima aux différentes températures sont situés, à peu près, autour $|\bar{X}| = 0,40 \cdot 10^6 \text{ cm}^{-1}$, c'est-à-dire, presque dans la même région de l'espace réciproque que ceux de la fonction transformée de Fourier de différences. Cette région de l'espace réciproque change avec la température presque

de la même manière pour ces deux classes de diffusion. La présence de larges maxima à $2 \sin \theta = 0,40$ (radiation X Cuk α) est mise en évidence par l'expérience : la diffusion attachée aux nœuds 103, 202 et 301 chez l'acridine III est très intense à la température ordinaire et elle est la plus importante que nous ayons décelée jusqu'à présent.

Il est aussi possible de représenter la variation du facteur température de la diffusion de premier ordre en fonction de la température absolue, pour des valeurs constantes de $|\bar{X}|$ (fig. 9). Ces courbes ont été calculées en supposant l'équipartition de l'énergie satisfaite, pour $T > \Theta$ et en considérant l'énergie du point zéro pour $T < \Theta$ (fig. 9). La droite

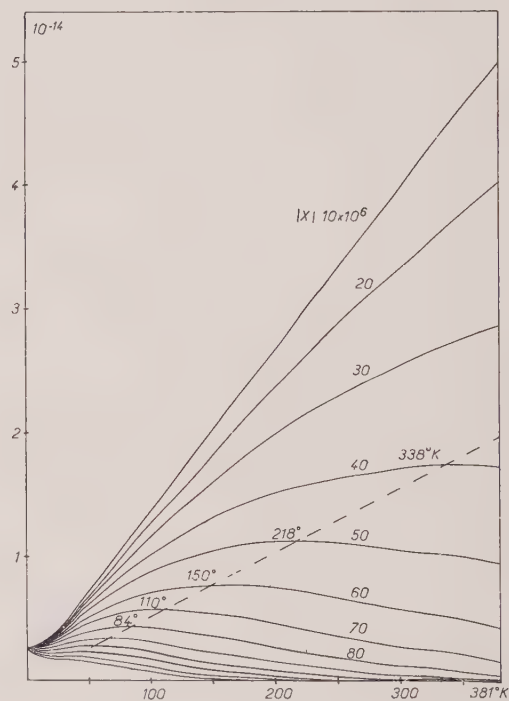


FIG. 9. — Acridine III. Variation du facteur température de la diffusion de premier ordre de Laval avec la température pour valeurs constantes du $|\bar{X}|$. La droite ponctuée est le lieu géométrique des températures maximums.

ponctuée correspond au lieu géométrique des T_{max} pour chaque valeur de Θ . On peut voir que pour des petites valeurs de $|\bar{X}|$ la variation de la diffusion avec la température est linéaire. Pour tous les points $(T, |\bar{X}|)$ au-dessus de la droite ponctuée, la diffusion croît avec la tem-

pérature, et décroît pour tous les points (T , $|\vec{X}|$) au-dessous de cette droite.

Nous avons aussi représenté sur le même graphique les fonctions de forme de notre fonction transformée de Fourier de différences et des fonctions de Laval dans le cas de l'acridine III à la température ordinaire (fig. 10). On trouve

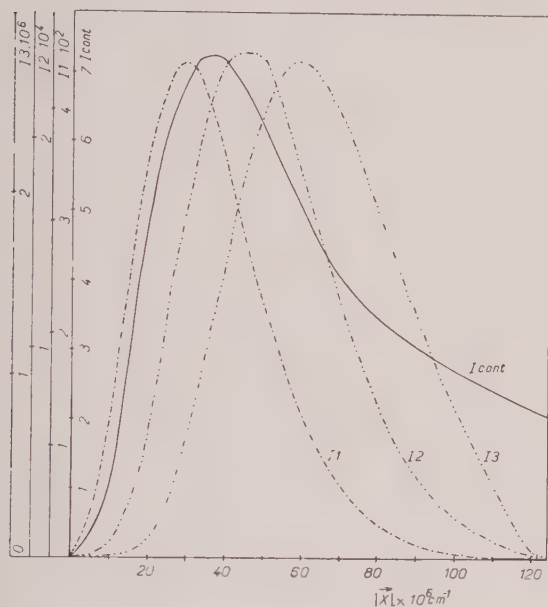


FIG. 10. — Acridine III. Courbes des fonctions de forme de la fonction transformée de Fourier de différences et des fonctions de Laval, à la température ordinaire :

$$\begin{aligned} I_{\text{cont}} &= f^2 (1 - \exp - 2 B \sin^2 \theta / \lambda^2) \\ I_1 &= f^2 |\vec{X}|^2 k T \exp - 2 B \sin^2 \theta / \lambda^2 \\ I_2 &= f^2 |\vec{X}|^4 k^2 T^2 \exp - 2 B \sin^2 \theta / \lambda^2 \\ I_3 &= f^2 |\vec{X}|^6 k^3 T^3 \exp - 2 B \sin^2 \theta / \lambda^2 \end{aligned}$$

que dans le cas de l'acridine III les régions diffusées continues qui s'observent auprès de la limite de l'espace réciproque pour $\lambda = Cuk\alpha$ peuvent être mieux exprimées par la fonction de Fourier de différences que par une propor-

tion notable de la diffusion de second et troisième ordres.

Il peut être possible par l'expérience de confirmer ce point. Canut et Amorós (1960) ont montré comment le phénomène de l'inversion de la diffusion de premier ordre dans les cristaux moléculaires est observable à basses températures. Dans le cas de l'acridine III, Θ étant très basse, le phénomène d'inversion se manifestera aussi pour les second et troisième ordres à des températures au-dessus de la température ordinaire. Nous avons calculé les courbes d'inversion pour les trois contributions de la diffusion (fig. 11). En conséquence, si les régions diffuses

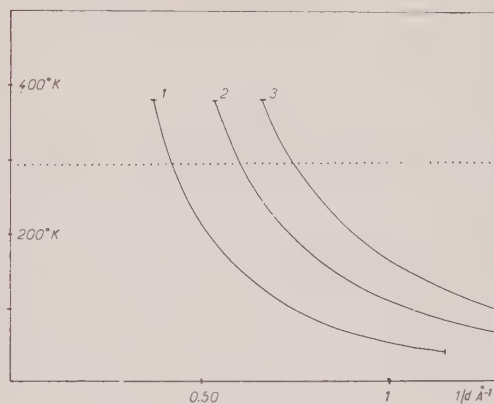


FIG. 11. — Acridine III. Courbes d'inversion de la diffusion des premier, second et troisième ordres de Laval.

continues correspondent à une contribution de ces trois fonctions, on doit observer une augmentation de l'intensité diffusée en refroidissant le cristal. Si, au contraire la diffusion correspond au mouvement indépendant moléculaire, l'intensité diffusée doit diminuer avec l'abaissement de la température. Une étude expérimentale dans ces conditions apportera des renseignements très importants sur les rapports entre les différentes contributions de la diffusion thermique des cristaux moléculaires.

BIBLIOGRAPHIE

- ACHA DE, A., CANUT, M. L. et AMORÓS, J. L. (1958). — *Bol. Soc. esp. Hist. nat.*, (G), 56, 405.
 AMORÓS, J. L., CANUT, M. L. et ACHA DE, A. (1960). — *Z. Kristallogr., Dtsch.*, 114, 39.
 ANNAKA, S. et AMORÓS, J. L. (1960). — *J. phys. Soc. Jap.*, 15 (1960), 356.
 ANNAKA, S. et AMORÓS, J. L. (1960). — *Z. Kristallogr., Dtsch.* (sous presse).

- CANUT, M. L. et AMORÓS, J. L. (1957). — *Public. Dept. Crist. Minér.*, 3, 15.
- CANUT, M. L. et AMORÓS, J. L. (1960). — *Proc. phys. Soc., G. B. (sous presse)*.
- CRUICKSHANK, D. W. J. (1956). — *Acta Cryst.*, 9, 1005.
- HERBSTEIN, F. H. et SCHMIDT, G. M. J. (1955). — *Acta Cryst.*, 8, 399.
- JAMES, R. W. (1954). — *The crystalline state. II. The optical principles of the diffraction of X-rays*. Bell, London, 642 p.
- KOFLER, A. (1943). — *Ber. dtsh. chem. Gesellsch.*, 76, 871.
- LAVAL, J. (1941). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 64, 1.
- LOWDE, R. D., PHILLIPS, D. C. et WOOD, R. G. (1953). — *Acta Cryst.* 6, 553.
- PHILLIPS, D. C. (1954). — *Acta Cryst.*, 7, 649.
- PHILLIPS, D. C. (1956). — *Acta Cryst.*, 9, 237.
- SARGINSON, K. (1942). — *Proc. r. Soc., Ser. A.*, G. B, 180, 305.
- ZEEMAN, J. M. (1960). — *Electrons and Phonons*, Oxford, University Press, 554.
-

Étude de la transmission anormale des rayons X dans des cristaux de silicium

I. — CAS DES CRISTAUX PARFAITS

PAR A. AUTHIER,

Laboratoire de Minéralogie-Cristallographie, Sorbonne, Paris.

Résumé. — On rappelle les bases de la théorie dynamique de la diffraction des rayons X en utilisant une méthode géométrique pour le calcul de la position des points caractéristiques et de l'amplitude des ondes dans le cristal et on calcule le trajet de l'énergie dans le cas d'une onde incidente plane et infinie. La distribution d'énergie sur la face de sortie du cristal est vérifiée quantitativement dans le cas d'une onde limitée. On montre qu'il est possible, en utilisant le phénomène de réfraction multiple et une fente fine, d'établir une corrélation pratiquement biunivoque entre l'angle d'incidence et la longueur d'onde des rayons d'un pinceau. Cette corrélation permet de mettre en évidence photographiquement la séparation des champs d'ondes dans le deuxième cristal d'un montage à deux cristaux et de serrer de très près les profils intrinsèques des raies de réflexion. On calcule et on vérifie en valeur absolue la répartition d'énergie sur la face de sortie du deuxième cristal.

On étudie d'autre part expérimentalement les profils des raies de réflexion et les intensités intégrées en fonction de l'épaisseur de l'échantillon. On utilise pour cela un double spectrographe par transmission et l'on fait des mesures absolues à l'aide d'une chambre d'ionisation.

I. — RAPPEL THÉORIQUE

I-1. Introduction.

La théorie élémentaire de la diffraction des rayons X est purement géométrique. La recherche de l'accord de phase entre les rayons réfléchis par un milieu stratifié triplement périodique, sans tenir compte de la réaction de l'onde électromagnétique sur le milieu cristallin, conduit à la relation de Bragg qui exprime qu'il n'y a réflexion que si deux nœuds du réseau réciproque, dont l'un est l'origine, se trouvent simultanément sur la sphère d'Ewald. Le but de la théorie dynamique est de tenir compte de cette réaction et d'étudier la propagation d'une onde électromagnétique à l'intérieur d'un cristal parfait. Le phénomène de réaction de l'onde sur

le milieu se traduit par le fait que la réflexion a lieu non lorsque les deux nœuds sont *sur* la sphère d'Ewald, résultat obtenu lorsque l'on applique la théorie cinématique à un cristal parfait et illimité, mais en son *voisinage* seulement. Les conditions aux limites à l'entrée et à la sortie du cristal permettent de préciser l'état de l'onde après le phénomène de diffraction par le cristal. On se limite en général, pour les rayons X, au cas où il y a deux nœuds seulement, O (000) et H (*hkl*) au voisinage de la sphère d'Ewald. La théorie est construite sur l'hypothèse que l'onde incidente est plane et que son extension latérale est infinie. Ceci n'est évidemment pas conforme à la réalité et des études expérimentales sur le trajet de l'énergie ont permis de mettre en évidence des conséquences de la limitation latérale de l'onde inci-

dente. On traite le cas des ondes réelles en les décomposant en une superposition d'ondes planes infinies.

Les premiers développements de la théorie dynamique sont dus à C. G. Darwin (1914) et à P. P. Ewald (1917). Les calculs ont ensuite été menés de manière complète et quantitative par M. von Laue (1931, 1949, 1952, 1960). L'extension au cas d'une onde incidente quelconque est due à N. Kato (1960 b).

I-2. Propagation d'une onde plane à l'intérieur d'un milieu cristallin.

La théorie dynamique repose sur l'hypothèse que l'on peut définir en chaque point du cristal les grandeurs électriques, vectorielles — telles que l'induction \vec{D} et le champ \vec{E} — et scalaires telles que la susceptibilité χ . Ces grandeurs sont liées en tout point aux grandeurs magnétiques par les équations de Maxwell qui, si l'on suppose que les charges et la densité de courant sont nulles en moyenne, s'écrivent dans le système de Giorgi rationalisé sous la forme :

$$\text{I-2-1} \quad \left\{ \begin{array}{ll} \text{(A)} \quad \text{rot } \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} & \text{(B)} \quad \text{rot } \vec{H} = \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \\ \text{(C)} \quad \text{div } \vec{B} = 0 & \text{(D)} \quad \text{div } \vec{D} = 0 \\ \text{(E)} \quad \vec{D}_{N1} - \vec{D}_{N2} = 0 & \text{(F)} \quad \vec{E}_{T1} - \vec{E}_{T2} = 0 \end{array} \right.$$

Dans un diélectrique parfait l'induction électrique est proportionnelle au champ électrique et l'on a :

$$\text{I-2-2} \quad \vec{D} = \epsilon \vec{E} = \epsilon_0 (1 + \chi) \vec{E}$$

où ϵ est la constante diélectrique, ϵ_0 la constante diélectrique du vide, et χ la susceptibilité.

Le calcul classique de la susceptibilité donne le résultat suivant :

$$\text{I-2-3} \quad \chi = -\frac{e^2 \lambda^2}{4 \pi^2 \epsilon_0 m c^2} \sigma$$

où λ est la longueur d'onde du rayonnement électromagnétique incident, e et m la charge et la masse de l'électron, c la vitesse de la lumière et $-e\sigma d\tau$ la charge d'un élément de volume $d\tau$ du cristal. χ est de l'ordre de 10^{-5} à 10^{-6} .

Le calcul par la mécanique quantique conduit à écrire χ sous la forme :

$$\text{I-2-4} \quad \chi = \chi_n + \chi_a + i \chi_i$$

où χ_n correspond à l'absorption puis la réémission d'un photon par l'atome, sans que celui-ci change d'état pendant le processus. Le calcul de χ_n conduit à la valeur classique I-2-3. χ_a correspond à l'absorption puis la réémission d'un photon par l'atome, celui-ci étant passé par un état excité intermédiaire (phénomène de la dispersion anormale). Ce terme est d'autant plus important que la fréquence du photon est plus voisine de la fréquence propre de la transition correspondante. Le troisième terme correspond à l'absorption d'un photon suivie de l'émission d'un électron, c'est-à-dire au processus de l'absorption photoélectrique dont on tient compte par un terme imaginaire.

Si l'on élimine le champ électrique et les grandeurs magnétiques, et si l'on néglige χ^2 devant χ , les équations de Maxwell fournissent l'équation de propagation du problème :

$$\text{I-2-5} \quad \Delta \vec{D} + \text{rot rot } \chi \vec{D} = \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 \vec{D}}{\partial t^2}.$$

Cette équation se simplifie si la susceptibilité électrique est constante dans l'espace :

$$\text{I-2-6} \quad \Delta \vec{D} = \frac{1 + \chi}{c^2} \frac{\partial^2 \vec{D}}{\partial t^2}.$$

On en déduit que l'onde plane incidente :

$$\text{I-2-7} \quad \vec{D}_0 = \vec{\mathcal{D}}_0 e^{2\pi i(\nu t - kx)}$$

se propage sous la forme d'une onde plane

$$\text{I-2-8} \quad \vec{D} = \vec{\mathcal{D}}_0 e^{2\pi i(\nu t - Kx)}$$

où :

$$\text{I-2-9} \quad K = \left(1 + \frac{\chi}{2}\right) k$$

L'indice de réfraction $\left(1 + \frac{\chi}{2}\right)$ est très légèrement inférieur à 1 (équ. I-2-3) et sa partie imaginaire correspond au coefficient d'absorption. On a en effet :

$$\text{I-2-10} \quad \frac{|\vec{D}|^2}{|\vec{D}_0|^2} = e^{2\pi \chi_i kx}$$

d'où :

$$\text{I-2-11} \quad \chi_i = -\frac{\mu}{2\pi k}$$

où μ est le coefficient linéaire d'absorption.

Dans un cristal parfait sans agitation thermique la densité électronique, et par suite la susceptibilité électrique, sont des fonctions triplement périodiques et l'on a :

$$\text{I-2-I2} \quad \chi = \sum_h \chi_h e^{-2\pi i \vec{h} \cdot \vec{r}}$$

où \vec{h} est un vecteur période du réseau réciproque et :

$$\text{I-2-I3} \quad \chi_h = \frac{1}{V} \int_{\text{maille}} \chi e^{2\pi i \vec{h} \cdot \vec{r}} d\tau = -\frac{e^2 \lambda^2 F_h}{4\pi^2 \varepsilon_0 m c^2 V}$$

où V est le volume de la maille et F_h est le facteur de structure et contient les facteurs de phase géométriques. On a en particulier :

$$\text{I-2-I4} \quad \mu = -2\pi k \chi_{0i} = \frac{e^2 \lambda^2 F_{0i}}{4\pi^2 \varepsilon_0 m c^2 V}$$

En réalité le cristal est soumis à l'agitation thermique et on peut montrer (J. Laval 1960) que la théorie dynamique reste valable en première approximation, à condition de remplacer F_h par $F_h e^{-M}$ où e^{-M} est le coefficient de Debye-Waller.

I-3. Résolution de l'équation de propagation et surface de dispersion.

L'équation de propagation I-2-5 est une équation aux dérivées partielles, linéaire et homogène. Par suite, si nous connaissons des solutions particulières, \vec{D}_j , toute combinaison linéaire :

$$\text{I-3-I} \quad \vec{D} = \sum_j A^j \vec{D}_j$$

est également solution de I-2-5 ; le choix des solutions particulières et les valeurs des coefficients constants A^j sont déterminés par les conditions aux limites à l'entrée dans le cristal de l'onde plane $\vec{\mathcal{D}}_0 e^{2\pi i (\nu t - \vec{K}_0^{(a)} \cdot \vec{r})}$. Le problème se ramène donc à celui de la recherche des solutions particulières de l'équation de propagation. Le caractère triplement périodique de la susceptibilité électrique suggère l'essai d'une solution du type :

$$\text{I-3-2} \quad \vec{D}_j = e^{2\pi i \nu t} \sum_m \vec{\mathcal{D}}_{mj} e^{-2\pi i \vec{K}_{mj} \cdot \vec{r}}$$

où les vecteurs \vec{K}_{mj} sont liés par la relation :

$$\text{I-3-3} \quad \vec{K}_{mj} = \vec{K}_{oj} + \vec{b}_m$$

\vec{b}_m étant un vecteur période du réseau réciproque.

Le champ magnétique se décompose de la même manière :

$$\text{I-3-4} \quad \vec{H}_j = e^{2\pi i \nu t} \sum_m \vec{\mathcal{H}}_{mj} e^{-2\pi i \vec{K}_{mj} \cdot \vec{r}}$$

Le champ magnétique et l'induction électrique sont reliés par la relation de Maxwell I-2-I-B. Il vient :

$$-2\pi i e^{2\pi i \nu t} \sum_m (\vec{K}_{mj} \wedge \vec{\mathcal{H}}_{mj} + \nu \vec{\mathcal{D}}_{mj}) e^{-2\pi i \vec{K}_{mj} \cdot \vec{r}} = 0$$

Cette relation est identiquement vérifiée quels que soient t et \vec{r} ; on a donc :

$$\text{I-3-5} \quad \vec{\mathcal{D}}_{mj} = -\frac{1}{\nu} \vec{K}_{mj} \wedge \vec{\mathcal{H}}_{mj}$$

On démontre de même que l'on a :

$$\text{I-3-6} \quad \vec{\mathcal{H}}_{mj} = \frac{1}{\nu \vec{K}_{mj}^2} \vec{K}_{mj} \wedge \vec{\mathcal{D}}_{mj}$$

On en déduit que les trois vecteurs \vec{K}_{mj} , $\vec{\mathcal{D}}_{mj}$, $\vec{\mathcal{H}}_{mj}$ forment un trièdre trirectangle, tout comme les vecteurs $\vec{K}_0^{(a)}$, \vec{D} et \vec{H} dans l'espace situé avant le cristal.

Une solution particulière de I-2-5 s'interprète ainsi comme une superposition d'ondes planes inséparables, appelée *champ d'ondes*. Les vecteurs d'onde ne sont pas indépendants, mais se déduisent les uns des autres par des translations du réseau réciproque (éq. I-3-3). Considérons les nœuds du réseau réciproque déduits de l'origine par ces translations \vec{b}_m . Les vecteurs d'onde \vec{K}_{mj} et \vec{K}_{oj} , menés des nœuds correspondants M et O du réseau réciproque, définissent un *point caractéristique* P_j qui est la *représentation géométrique* de la solution particulière et du champ d'ondes excité (d'où le nom de *Anregungspunkt* donné à ce point par M. von Laue). Le lieu géométrique de P_j est la représentation géométrique de l'ensemble des solutions particulières.

L'équation de propagation s'écrit, en tenant compte de I-2-I2 et de I-3-2 :

$$4\pi^2 e^{2\pi i \nu t} \left\{ \sum_m [(\bar{K}_{mj}^2 - k^2) \vec{\mathcal{D}}_{mj} - \bar{K}_{mj}^2 \sum_n \chi_{m-n} \vec{\mathcal{D}}_{nj[mj]}] e^{-2\pi i \vec{K}_{mj} \cdot \vec{r}} \right\} = 0$$

où $\vec{\mathcal{D}}_{nj[mj]}$ est la projection de $\vec{\mathcal{D}}_{nj}$ sur le plan perpendiculaire à \vec{K}_{mj} . Cette relation doit être identiquement vérifiée quels que soient t et \vec{r} et elle est équivalente au système infini d'équations vectorielles linéaires et homogènes :

$$\text{I-3-7} \quad \frac{\bar{K}_{mj}^2 - k^2}{\bar{K}_{mj}^2} \vec{\mathcal{D}}_{mj} = \sum_n \chi_{m-n} \vec{\mathcal{D}}_{nj[mj]}$$

On ne sait pas résoudre un tel système infini et l'on fait l'hypothèse que seuls p termes du développement I-3-2 sont importants et que l'on peut négliger les autres. Ceci s'interprète en disant que l'on ne s'intéresse qu'aux ondes dont les vecteurs d'onde sont issus des p nœuds les plus voisins de la sphère d'Ewald et que chaque champ d'ondes est constitué par p ondes inséparables. En général deux nœuds seulement répondent à cette condition et le développement I-3-2 n'a que deux termes. Le système I-3-7 se réduit à p équations vectorielles qui sont équivalentes à $3p$ équations scalaires. Par suite de la définition des $\vec{\mathcal{D}}_{nj[mj]}$ et de la relation I-3-5, les vecteurs de chacune des équations I-3-7 sont contenus dans un même plan, le plan perpendiculaire à \vec{K}_{mj} . Les $3p$ équations scalaires se réduisent par suite à $2p$ équations scalaires indépendantes. Pour que ce système admette une solution différente de la solution triviale, il faut que le déterminant correspondant soit nul. L'annulation de ce déterminant donne une équation de degré $4p$ qui est l'équation du lieu de P_j , appelé *surface de dispersion*, surface qui peut être réelle ou imaginaire. La connaissance du point caractéristique entraîne alors celle de l'état du champ d'ondes électromagnétiques par la résolution des équations I-3-7.

Nous nous limiterons aux cas particuliers suivants :

a) $p = 2$: deux nœuds seulement, dont l'origine, au voisinage de la sphère d'Ewald ($j = 1, 2$);

b) nous ne considérerons que les rayons situés dans le plan d'incidence et nous ne nous inté-

resserons par suite qu'à l'intersection de la surface de dispersion avec ce plan. C'est une courbe du huitième degré.

Le système de deux équations vectorielles se décompose, par projection sur le plan d'incidence et sur la normale au plan d'incidence, en deux sous-systèmes de deux équations scalaires. A chacun de ces deux sous-systèmes correspond une sous-surface de dispersion du quatrième degré. L'interprétation physique est la suivante : si l'onde incidente n'est pas polarisée, on peut la décomposer en deux ondes polarisées parallèlement et perpendiculairement au plan d'incidence. Chacun des sous-systèmes correspond ainsi à une direction de polarisation. Ils s'écrivent sous la forme :

$$\text{I-3-8} \quad \begin{cases} \frac{\bar{K}_h^2 - k^2}{\bar{K}_h^2} \mathcal{D}_h = \chi_o \mathcal{D}_h + \chi_h \mathcal{D}_o \quad C \\ \frac{\bar{K}_o^2 - k^2}{\bar{K}_o^2} \mathcal{D}_o = \chi_o \mathcal{D}_o + \chi_h \mathcal{D}_h \quad C \end{cases}$$

où χ_h est proportionnel au facteur de structure du plan $(\vec{h}\vec{k}\vec{l})$ et C est égal à 1 ou $\cos 2\theta$ selon que la direction de polarisation est perpendiculaire ou parallèle au plan d'incidence, respectivement.

L'onde incidente engendre par suite un nombre pair de champs d'ondes à l'intérieur du cristal, chaque paire de champs d'ondes comprenant les deux directions de polarisation. Le lieu des points caractéristiques P_j^+ et P_j^- ($j = 1, 2$) est constitué par les deux sous-surfaces correspondantes dont les équations sont données par :

$$\text{I-3-9} \quad \left(\frac{\bar{K}_o^2 - k^2}{\bar{K}_o^2} - \chi_o \right) \left(\frac{\bar{K}_h^2 - k^2}{\bar{K}_h^2} - \chi_h \right) = \chi_h \chi_h C^2$$

Cette équation s'écrit de la même manière, que la susceptibilité et les vecteurs d'onde soient complexes ou non. Dans le cas d'un corps centrosymétrique, l'expression de $\chi_h \chi_h$ se simplifie ; on a (d'après I-2-13) :

$$\text{I-3-10} \quad \chi_h \chi_h = \left(\frac{e^2 \lambda^2}{4\pi^2 \varepsilon_o m c^2 V} \right)^2 (|F_{hr}|^2 - |F_{hi}|^2 + 2i |F_{hr}| |F_{hi}|)$$

où F_{hr} et F_{hj} sont les parties réelle et imaginaire du facteur de structure. Comme F_{hi} est en général très petit par rapport à F_{hr} , on peut écrire :

$$\text{I-3-II} \quad \chi_h \chi_{\bar{h}} = \left(\frac{e^2 \lambda^2}{4 \pi^2 \epsilon_0 m c^2 V} \right)^2 (|F_{hr}|^2 + 2i |F_{hr}| |F_{hi}|)$$

$$\text{I-3-I2} \quad \sqrt{\chi_h \chi_{\bar{h}}} = \left(\frac{e^2 \lambda^2}{4 \pi^2 \epsilon_0 m c^2 V} \right) (|F_{hr}| + i |F_{hi}|)$$

Si les deux facteurs du membre de gauche de l'équation I-3-9 ne sont pas simultanément voisins de zéro, l'intersection de la surface de dispersion avec le plan d'incidence se décompose en deux cercles d'équations :

$$\text{I-3-I3} \quad K_o = \left(1 + \frac{\chi_o}{2}\right) k; \quad K_h = \left(1 + \frac{\chi_h}{2}\right) k.$$

$$\text{I-3-I4} \quad \left| K_o - k \left(1 + \frac{\chi_o}{2}\right) \right| \left| K_h - k \left(1 + \frac{\chi_h}{2}\right) \right| = \frac{k^2}{4} C^2 \chi_h \chi_{\bar{h}}.$$

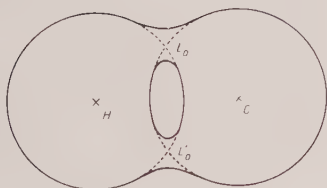


FIG. I-1. — L_o : point de Lorentz. Surface de dispersion, aspect général.

La présence du point caractéristique sur l'un des deux cercles, en dehors de leurs points d'intersection, correspond à la présence d'un seul nœud au voisinage de la sphère d'Ewald et à la propagation d'une seule onde dans le cristal : on retrouve le résultat de l'équation I-2-9. L'existence simultanée de deux ondes par champ d'ondes dans le cristal correspond à la présence de deux nœuds au voisinage de la sphère d'Ewald et aux parties de la surface de dispersion situées au voisinage des points d'intersection des deux cercles (fig. I-1). Ce « voisinage » représente le domaine de réflexion du cristal. Les deux régions correspondent aux deux directions de propagation possibles dans le cristal — réflexion sur

(hkl) ou sur $(\bar{h}\bar{k}\bar{l})$ — et ne peuvent pas être excitées simultanément. Il suffit par suite de s'intéresser à un agrandissement de la région

entourant l'un des points d'intersection (fig. I-2) et le degré des deux courbes relatives aux deux directions de polarisation est égal à deux, et non plus à quatre. Elles sont asymptotes aux deux cercles de centres O et H. Si l'on assimile ces cercles à leurs tangentes T_o et T_h au point d'intersection L_o (point de Lorentz), les courbes ont comme équations :

On adopte comme système de coordonnées le système de coordonnées droites X_o, X_h par rapport aux droites T_o et T_h , les normales à T_o et T_h étant orientées dans le sens de \vec{OL}_o et de \vec{HL}_o . Soient P_{oj} et P_{hj} les projections de P_j sur T_o et T_h ; les deux facteurs de gauche de I-3-14 s'interprètent comme les mesures algébriques des vecteurs $\vec{P}_{oj} \vec{P}_j$ et $\vec{P}_{hj} \vec{P}_j$ et les courbes sont des hyperboles d'équations :

$$\text{I-3-I5} \quad \vec{P}_{oj} \vec{P}_j \cdot \vec{P}_{hj} \vec{P}_j = X_o X_h = \frac{k^2}{4} C^2 \chi_h \chi_{\bar{h}}$$

Les équations des deux hyperboles correspondant aux deux directions de polarisation diffèrent par la valeur de C. L'angle des deux asymptotes est égal à $2\theta_B$, θ_B étant l'angle de Bragg.

La connaissance du point caractéristique entraîne celle du champ d'ondes correspondant (équation I-3-8) :

$$\text{I-3-I6} \quad \frac{\mathcal{D}_{hj}}{\mathcal{D}_{oj}} = \frac{k \chi_h C}{2 \vec{P}_{hj} \vec{P}_j} = \frac{2 \vec{P}_{oj} \vec{P}_j}{k \chi_{\bar{h}} C}.$$

Remarque : Le point L_a (ou point de Laue)

et les expressions analogues pour les points P_j^- . Les calculs étant exactement les mêmes pour les deux directions de polarisation, nous écrirons simplement P_j , en conservant le coefficient C dans les expressions littérales.

La construction que nous venons de décrire est analogue à la construction de Huygens en optique, la surface de dispersion jouant le rôle de la surface des indices. Mais la situation est en fait assez différente : en dehors du domaine d'interférence, il n'y a pas de différence entre les deux directions de polarisation alors que, à l'intérieur du domaine d'interférence, il y a deux champs d'ondes par direction de polarisation.

On définit la direction \vec{Mz} par les relations :

$$\text{I-4-3} \quad (\vec{Mz}, \vec{OM}) = \psi_o; \quad (\vec{Mz}, \vec{HM}) = \psi_h$$

$$\text{I-4-5} \quad \begin{cases} X_h = \frac{|C|}{2} k \sqrt{\chi_h \chi_h} \sqrt{\frac{|\gamma_h|}{\gamma_o}} \left\{ -\eta \pm \sqrt{\eta^2 + \frac{|\gamma_h|}{\gamma_h}} \right\} \\ X_o = \frac{|C|}{2} k \sqrt{\chi_h \chi_h} \sqrt{\frac{\gamma_o}{|\gamma_h|}} \left\{ -\eta \pm \sqrt{\eta^2 + \frac{|\gamma_h|}{\gamma_h}} \right\} \end{cases}$$

et l'on pose :

$$\cos \psi_o = \gamma_o; \quad \cos \psi_h = \gamma_h$$

Avec ces conventions de signe on a :

$$\psi_o - \psi_h = 2\theta$$

et, comme \vec{Mz} est dirigé vers l'intérieur du cristal :

$$-\frac{\pi}{2} < \psi_o < +\frac{\pi}{2} \quad \text{et} \quad \gamma_o > 0$$

Le signe de γ_h permet de distinguer le cas de la réflexion de celui de la transmission :

$$\text{I-4-7} \quad \eta = \eta_r - i \left\{ \frac{\Delta \theta \sin 2\theta \mathcal{I}(\sqrt{\chi_h \chi_h})}{|C| \sqrt{\chi_h \chi_h} \sqrt{\frac{|\gamma_h|}{\gamma_o}}} - \frac{1}{2} \left(\frac{\gamma_h}{\gamma_o} - 1 \right) \frac{\chi_{oi} \mathcal{R}(\sqrt{\chi_h \chi_h}) - \chi_{or} \mathcal{I}(\sqrt{\chi_h \chi_h})}{|C| \sqrt{\chi_h \chi_h}^2 \sqrt{\frac{|\gamma_h|}{\gamma_o}}} \right\}$$

— cas de la réflexion :

$$-\frac{\pi}{2} < \psi_o < 2\theta - \frac{\pi}{2}; \quad \gamma_o > 0$$

$$\frac{\pi}{2} - 2\theta < \psi_h < -\frac{\pi}{2}; \quad \gamma_h < 0$$

P_1 et P_2 sont sur la même branche de l'hyperbole.

— cas de la transmission :

$$2\theta - \frac{\pi}{2} < \psi_o < \frac{\pi}{2}; \quad \gamma_o > 0$$

$$\frac{\pi}{2} < \psi_h < \frac{\pi}{2} + 2\theta; \quad \gamma_h > 0$$

P_1 et P_2 sont situés chacun sur une branche différente de l'hyperbole.

Dans le système de coordonnées droites adopté l'équation de la droite Mz est :

$$\text{I-4-4} \quad \frac{X_o + \frac{1}{2} k \chi_o}{X_h + \frac{1}{2} k \chi_o + k \Delta \theta \sin 2\theta} = \frac{\gamma_o}{\gamma_h}$$

Les points P_j sont à l'intersection de la droite I-4-4 et de l'hyperbole I-3-14 et leurs coordonnées sont données par :

avec :

$$\text{I-4-6} \quad \eta = \frac{\Delta \theta \sin 2\theta - \frac{1}{2} \chi_o \left(\frac{\gamma_h}{\gamma_o} - 1 \right)}{|C| \sqrt{\chi_h \chi_h} \sqrt{\frac{|\gamma_h|}{\gamma_o}}}$$

Dans le cas d'un cristal absorbant, η est imaginaire et, en considérant les coefficients des termes imaginaires comme petits, on a :

où $\mathcal{R}(y)$ et $\mathcal{I}(y)$ sont respectivement les parties réelle et imaginaire de y . Cette expression se simplifie si $\gamma_h = \gamma_o$, c'est-à-dire si la normale à la face d'entrée est située dans le plan réticulaire :

$$\text{I-4-8} \quad \eta = \eta_r [1 - i \mathcal{I}(\sqrt{\chi_h \chi_h})]$$

Nous nous limiterons au cas de la transmis-

sion ($\gamma_h > 0$). Le cas de la réflexion a été traité en détail par H. Wagner (1956). En posant :

$$\text{I-4-9} \quad \eta = sh v$$

il vient :

$$\text{I-4-10} \quad \begin{cases} X_h^1 = \frac{|C|}{2} k \sqrt{\chi_h \chi_h^-} \sqrt{\frac{\gamma_h}{\gamma_o}} e^{-v} \\ X_o^1 = \frac{|C|}{2} k \sqrt{\chi_h \chi_h^-} \sqrt{\frac{\gamma_o}{\gamma_h}} e^v \\ X_h^2 = \frac{-|C|}{2} k \sqrt{\chi_h \chi_h^-} \sqrt{\frac{\gamma_h}{\gamma_o}} e^v \\ X_o^2 = \frac{-|C|}{2} k \sqrt{\chi_h \chi_h^-} \sqrt{\frac{\gamma_o}{\gamma_h}} e^{-v} \end{cases}$$

et les distances de M aux points caractéristiques sont données par :

$$\text{I-4-11} \quad \overline{MP_j} = \frac{1}{\gamma_o} \left(\frac{1}{2} k \chi_o + X_{oj} \right)$$

qu'il est commode d'écrire sous la forme :

$$\text{I-4-12} \quad \overline{MP_j} = \frac{k}{2} \left\{ \frac{1}{\gamma_h} \Delta \theta \sin 2 \theta + \frac{1}{2} \chi_o \left(\frac{1}{\gamma_o} + \frac{1}{\gamma_h} \right) \pm |C| \sqrt{\chi_h \chi_h^-} \frac{chv}{\sqrt{\gamma_o \gamma_h}} \right\}$$

Mettons en évidence les parties réelle et imaginaire de $\overline{MP_j}$:

$$\text{I-4-13} \quad \mathcal{R}(\overline{MP_j}) = \frac{k}{2} \left\{ \frac{1}{\gamma_h} \Delta \theta \sin 2 \theta + \frac{1}{2} \chi_{or} \left(\frac{1}{\gamma_o} + \frac{1}{\gamma_h} \right) \pm |C| \mathcal{R}(\sqrt{\chi_h \chi_h^-}) \frac{chv_r}{\sqrt{\gamma_o \gamma_h}} \right\}$$

$$\text{I-4-14} \quad \mathcal{I}(\overline{MP_j}) = \frac{k}{2} \left\{ \frac{1}{2} \chi_{oi} \left(\frac{1}{\gamma_o} + \frac{1}{\gamma_h} \right) \pm |C| \mathcal{I}(\sqrt{\chi_h \chi_h^-}) \frac{chv_r}{\sqrt{\gamma_o \gamma_h}} \pm |C| \frac{\mathcal{R}(\sqrt{\chi_h \chi_h^-})}{\sqrt{\gamma_o \gamma_h}} \frac{\eta_i \eta_r}{\sqrt{1 + \eta_r^2}} \right\}$$

Dans le cas particulier où $\gamma_o = \gamma_h$, cette expression se simplifie en utilisant l'équation I-4-8 :

Il vient, par suite de la définition de v (équ. I-4-9) :

$$\text{I-4-15} \quad \mathcal{I}(\overline{MP_j}) = \frac{k}{2 \gamma_o} \left(\chi_{oi} \pm |C| \frac{\mathcal{I}(\sqrt{\chi_h \chi_h^-})}{ch v_r} \right)$$

La convention de signe que nous avons adoptée revient à choisir comme branche de l'hyperbole correspondant au champ d'ondes 2 la branche située du côté de O et de H.

L'onde incidente est définie par $\Delta \theta$, c'est-à-dire la position de M ; les coordonnées correspondantes des points caractéristiques sont données par I-4-8 et les amplitudes des ondes constituant les deux champs d'ondes par :

$$\text{I-4-16} \quad \begin{cases} \frac{\mathcal{D}_{o1}}{\mathcal{D}_{h1}} = \frac{|C|}{C} \frac{\sqrt{\chi_h \chi_h^-}}{\chi_h} \sqrt{\frac{\gamma_h}{\gamma_o}} e^{-v} \\ \frac{\mathcal{D}_{o2}}{\mathcal{D}_{h2}} = \frac{-|C|}{C} \frac{\sqrt{\chi_h \chi_h^-}}{\chi_h} \sqrt{\frac{\gamma_h}{\gamma_o}} e^v \end{cases}$$

La valeur des amplitudes est calculée grâce à la deuxième condition aux limites. Les conditions I-2-1 E et F des équations de Maxwell

exigent la continuité de la composante normale de l'induction électrique et celle de la compo-

sante tangentielle du champ électrique. Comme l'indice de réfraction est très voisin de 1 on fait l'approximation importante de la continuité

$$\mathcal{I}(\overline{MP_j}) = \frac{k}{2 \gamma_o} \left[\chi_{oi} \pm |C| \mathcal{I}(\sqrt{\chi_h \chi_h^-}) \left(chv_r - \frac{\eta_r^2}{\sqrt{1 + \eta_r^2}} \right) \right].$$

des trois composantes de l'induction électrique, ce qui revient à admettre qu'il n'y a pas d'onde réfléchie à la surface. Les conditions s'écrivent alors :

$$\text{I-4-I7} \quad \mathcal{D}_{o1} + \mathcal{D}_{o2} = \mathcal{D}_o^{(a)}; \mathcal{D}_{h1} + \mathcal{D}_{h2} = 0.$$

On en déduit l'état de l'onde électromagnétique à une distance z de la face d'entrée du cristal, l'origine des phases étant placée dans le plan $z = 0$:

$$\text{I-4-I8} \quad \left\{ \begin{array}{l} \vec{D}_{h1} = \frac{C}{|C|} \frac{\chi_h}{\sqrt{\chi_h \chi_h}} \sqrt{\frac{\gamma_o}{\gamma_h}} \frac{\vec{\mathcal{D}}_o^{(a)}}{2chv} e^{-2\pi i (\overline{MP}_1 \vec{r} + \vec{K}_h^{(a)} \cdot \vec{r})} \\ \vec{D}_{h2} = -\frac{C}{|C|} \frac{\chi_h}{\sqrt{\chi_h \chi_h}} \sqrt{\frac{\gamma_o}{\gamma_h}} \frac{\vec{\mathcal{D}}_o^{(a)}}{2chv} e^{-2\pi i (\overline{MP}_2 \vec{r} + \vec{K}_h^{(a)} \cdot \vec{r})} \\ \vec{D}_{o1} = \frac{e^{-v}}{2chv} \vec{\mathcal{D}}_o^{(a)} e^{-2\pi i (\overline{MP}_1 \vec{r} + \vec{K}_o^{(a)} \cdot \vec{r})} \\ \vec{D}_{o2} = \frac{e^v}{2chv} \vec{\mathcal{D}}_o^{(a)} e^{-2\pi i (\overline{MP}_2 \vec{r} + \vec{K}_o^{(a)} \cdot \vec{r})} \end{array} \right.$$

$$\text{où } \vec{K}_h^{(a)} = \vec{K}_o^{(a)} + \vec{H}\vec{O}$$

L'allure de la variation des amplitudes des ondes I-4-I8 en fonction de l'angle d'incidence est représentée sur la figure I-3 dans le cas d'un cristal sans absorption.

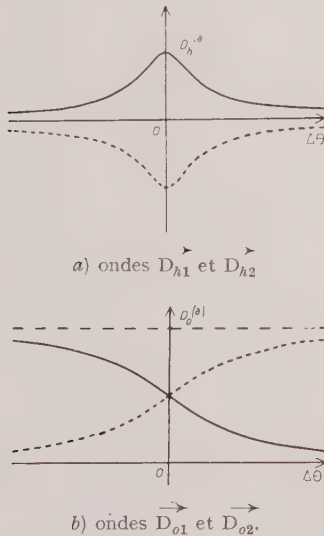


FIG. I-3. — Variation de l'amplitude des ondes à l'intérieur du cristal en fonction de l'angle d'incidence, cristal sans absorption.

En traits pleins : champ 1 ; en traits pointillés : champ 2.

II. — TRAJET DE L'ÉNERGIE DANS LE CRISTAL LORSQUE L'ONDE INCIDENTE EST PLANE ET INFINIE

II-1. Introduction.

Si l'extension latérale de l'onde plane incidente est infinie, chaque point du cristal est baigné dans le champ électromagnétique total.

On peut démontrer à partir des équations de Maxwell (M. Born et E. Wolf, 1959) que la direction de propagation de l'énergie est celle du vecteur de Poynting :

$$\text{II-I-1} \quad \vec{S} = \mathcal{R}(\vec{E} \wedge \vec{H}^*)$$

où \vec{E} et \vec{H} sont les champs électrique et magnétique totaux en chaque point. Il est légitime, dans l'étude du trajet de l'énergie, de prendre l'indice de réfraction égal à 1 et de confondre le champ et l'induction électriques (M. von Laue, 1952).

Il n'y a pas lieu de séparer les champs d'ondes constituant les différentes solutions particulières (équation I-3-1) et, si l'on remplace chacun d'eux par les décompositions I-3-2 et I-3-4, il vient :

II-I-2

$$\vec{S} = \sum_j \sum_m \sum_k \sum_n \vec{\mathcal{D}}_{mj} \wedge \vec{\mathcal{H}}_{nk}^* e^{-2\pi i (\vec{K}_{mj} - \vec{K}_{nk}) \cdot \vec{r}}$$

On peut montrer que, si l'on prend la moyenne $\vec{\bar{S}}$ de \vec{S} dans la maille, le vecteur de Poynting peut se mettre sous la forme :

$$\text{II-I-3} \quad \vec{\bar{S}} = \vec{S}_1 + \vec{S}_{12} + \vec{S}_2$$

avec

$$\text{II-I-4} \quad \vec{S}_j = e^{2\pi i \mathcal{J}(\vec{PM}_1 + \vec{PM}_2) \cdot \vec{r}} e^{\pm 2\pi i \mathcal{J}(\vec{PM}_1 - \vec{PM}_2) \cdot \vec{r}} \mathcal{R}(\vec{\mathcal{D}}_{oj} \wedge \vec{\mathcal{H}}_{oj}^* + \vec{\mathcal{D}}_{hj} \wedge \vec{\mathcal{H}}_{hj}^*); j = 1, 2$$

et

$$\text{II-I-5} \quad \vec{S}_{12} = e^{2\pi i \mathcal{J}(\vec{PM}_1 + \vec{PM}_2) \cdot \vec{r}} \times \cos 2\pi \mathcal{R}(\vec{PM}_1 - \vec{PM}_2) \cdot \vec{z} \cdot \mathcal{R}(\vec{\mathcal{D}}_{o1} \wedge \vec{\mathcal{H}}_{o2}^* + \vec{\mathcal{D}}_{h1} \wedge \vec{\mathcal{H}}_{h2}^* + \vec{\mathcal{D}}_{o2} \wedge \vec{\mathcal{H}}_{o1}^* + \vec{\mathcal{D}}_{h2} \wedge \vec{\mathcal{H}}_{h1}^*)$$

$\mathcal{J}(\vec{PM}_j)$ et $\mathcal{R}(\vec{PM}_j)$ sont donnés par les équations I-4-11 et I-4-12. Le premier terme de \vec{S}_j et de \vec{S}_{12}

exprime l'absorption photoélectrique $e^{-\frac{\mu}{2}(\frac{1}{\gamma_o} + \frac{1}{\gamma_h})z}$

et le deuxième terme de \vec{S}_j est un facteur croissant pour le champ 1 et décroissant pour le champ 2.

Le terme \vec{S}_{12} exprime un phénomène d'interférence entre les deux champs d'ondes, les « chemins optiques » $\frac{1}{k} \mathcal{R}(\vec{PM}_1) \cdot \vec{z}$ et $\frac{1}{k} \mathcal{R}(\vec{PM}_2) \cdot \vec{z}$ sont en effet différents pour chacun d'eux. On a (éq. I-4-9, I-4-11):

$$\text{II-I-6} \quad \mathcal{R}(\vec{MP}_1 - \vec{MP}_2) = \frac{1}{\gamma_o} (X_{o1} - X_{o2})$$

$$\text{II-I-7} \quad \mathcal{R}(\vec{MP}_1 - \vec{MP}_2) = \frac{C k \mathcal{R}(\sqrt{\chi_h \chi_o})}{\sqrt{\gamma_o \gamma_h}} ch v_r$$

Dans le cas d'un cristal centrosymétrique, cette expression se réduit à :

II-I-8

$$\mathcal{R}(\vec{MP}_1 - \vec{MP}_2) = \frac{C e^2 \lambda F_{hr}}{4 \pi^2 \epsilon_o m c^2 V \sqrt{\gamma_o \gamma_h}} ch v_r$$

Le processus d'échange entre les deux champs d'ondes (*Pendellösung*) se traduit par une variation sinusoïdale du terme de couplage en fonction de la profondeur à l'intérieur du cristal ainsi que de l'orientation de \vec{S} autour de la direction moyenne $\vec{S}_1 + \vec{S}_2$. Les intensités des ondes dans la direction $T_o^{(d)}$ du faisceau direct et dans la direction $T_h^{(d)}$ du faisceau réfléchi oscillent de la même manière. On a (éq. I-4-18) :

$$\text{II-I-9} \quad \left\{ \begin{array}{l} |\vec{D}_{h1} + \vec{D}_{h2}|^2 = \frac{\gamma_o}{\gamma_h} e^{-\frac{\mu}{2}(\frac{1}{\gamma_o} + \frac{1}{\gamma_h})z} \frac{ch[2\pi \mathcal{J}(\vec{MP}_1 - \vec{MP}_2)z] \cos 2\pi \mathcal{R}(\vec{MP}_1 - \vec{MP}_2)z}{2ch^2 v_r} |\vec{\mathcal{D}}_o^{(a)}|^2 = R_h |\vec{\mathcal{D}}_o^{(a)}|^2 \\ |\vec{D}_{o1} + \vec{D}_{o2}|^2 = e^{-\frac{\mu}{2}(\frac{1}{\gamma_o} + \frac{1}{\gamma_h})z} \frac{ch[2v_r - 2\pi \mathcal{J}(\vec{MP}_1 - \vec{MP}_2)z] + \cos 2\pi \mathcal{R}(\vec{MP}_1 - \vec{MP}_2)z}{2ch^2 v_r} |\vec{\mathcal{D}}_o^{(u)}|^2 = R_o |\vec{\mathcal{D}}_o^{(u)}|^2 \end{array} \right.$$

Comme le minimum de l'intensité du faisceau $T_h^{(t)}$ est nul s'il n'y a pas absorption, on appelle *longueur d'extinction* la période

$\frac{1}{\mathcal{R}(\overline{MP}_1 - \overline{MP}_2)}$ du phénomène d'interférence.

Dans le cas de la réflexion 220 du silicium et du rayonnement $MoK\alpha$, cette période vaut 0,04 mm pour l'incidence de Bragg. Si l'épaisseur du cristal est grande par rapport à la longueur d'extinction, on peut négliger l'oscillation du vecteur de Poynting et l'assimiler à sa valeur moyenne :

$$\text{II-I-10} \quad \vec{S} = \vec{S}_1 + \vec{S}_2$$

Si l'on remplace $\vec{\mathcal{H}}_{nj}$ par sa valeur I-3-6 dans II-I-4, l'expression de \vec{S}_j devient, en négligeant les parties imaginaires de $\vec{\mathcal{D}}$ et de $\vec{\mathcal{H}}$:

$$\text{II-I-11} \quad \vec{S}_j = e^{-\frac{\mu}{2}\left(\frac{1}{\gamma_o} + \frac{1}{\gamma_h}\right)\zeta} e^{\pm 2\pi J(\overline{PM}_1 - \overline{PM}_2)\zeta} k^2 \left[\frac{\vec{K}_{oj}}{|\vec{K}_{oj}|^2} |\vec{\mathcal{D}}_{oj}|^2 + \frac{\vec{K}_{hj}}{|\vec{K}_{hj}|^2} |\vec{\mathcal{D}}_{hj}|^2 \right]$$

On fait ici deux approximations importantes :

$$k^2 \sim |\vec{K}_{oj}|^2 \sim |\vec{K}_{hj}|^2; \quad \vec{K}_{oj} \sim \vec{K}_o^{(a)}; \quad \vec{K}_{hj} \sim \vec{K}_o^{(a)} + \vec{HO} = \vec{K}_h^{(d)}$$

il vient :

$$\text{II-I-12} \quad \vec{S}_j = e^{-\frac{\mu}{2}\left(\frac{1}{\gamma_o} + \frac{1}{\gamma_h}\right)\zeta} e^{\pm 2\pi J(\overline{PM}_1 - \overline{PM}_2)\zeta} \left[|\vec{\mathcal{D}}_{oj}|^2 \vec{K}_o^{(a)} + |\vec{\mathcal{D}}_{hj}|^2 \vec{K}_h^{(d)} \right]$$

où

$$\text{II-I-13} \quad \vec{S}_j = e^{\pm \zeta \pi J(\overline{PM}_1 - \overline{PM}_2)\zeta} \vec{S}_j$$

Il est intéressant de calculer les angles α_1 et α_2 de \vec{S}_1 et \vec{S}_2 avec \vec{Mz} . Il vient, d'après II-I-12, et en remarquant que l'angle de $\vec{K}_o^{(a)}$ et de $\vec{K}_h^{(d)}$ est $2\theta_B$:

$$\text{II-I-14} \quad \text{tg } \alpha_j = \frac{|\vec{\mathcal{D}}_{oj}|^2 - |\vec{\mathcal{D}}_{hj}|^2}{|\vec{\mathcal{D}}_{oj}|^2 + |\vec{\mathcal{D}}_{hj}|^2} \text{tg } \theta_B$$

il vient :

$$\text{II-I-15} \quad \text{tg } \alpha_1 = -\text{th } v_r \text{tg } \theta_B; \quad \text{tg } \alpha_2 = \text{th } v_r \text{tg } \theta_B.$$

Nous allons montrer que \vec{S}_1 et \vec{S}_2 sont normaux à la surface de dispersion en P_1 et P_2 . Écrivons l'équation de l'hyperbole en coordonnées cartésiennes par rapport à deux axes de coordonnées $\vec{L}_o x$ parallèle à \vec{Mz} et $\vec{L}_o y$ parallèle à \vec{HO} :

$$\text{II-I-16} \quad x^2 \cos^2 \theta_B - y^2 \sin^2 \theta_B = \frac{k^2}{4} \chi_h \chi_o C^2$$

avec :

$$x = \frac{X_h + X_o}{2 \cos \theta_B} \quad y = \frac{X_h - X_o}{2 \sin \theta_B}$$

la pente de la normale est :

$$-\frac{dx}{dy} = \frac{y \sin^2 \theta_B}{x \cos^2 \theta_B} = \frac{X_h - X_o}{X_h + X_o} \text{tg } \theta_B$$

ce qui permet de retrouver le résultat II-I-16 à

l'aide des équations I-4-8. Ce résultat a été démontré dans le cas général d'un nombre quelconque de champs d'ondes par N. Kato (1958), P. P. Ewald (1958) et E. H. Wagner (1959).

Selon que l'on utilise II-I-14 ou II-I-13, on peut écrire \vec{S} de deux façons différentes qui sont toutes les deux intéressantes :

$$\text{II-I-17}$$

$$\vec{S} = e^{-2\pi J(\overline{PM}_1 - \overline{PM}_2)\zeta} \vec{S}_1 + e^{-2\pi J(\overline{PM}_1 - \overline{PM}_2)\zeta} \vec{S}_2$$

$$\text{II-1-18} \quad \vec{S} = \bar{R}_o \vec{K}_o^{(a)} + \bar{R}_h \vec{K}_h^{(d)}$$

où \bar{R}_o et \bar{R}_h sont les moyennes de R_o et R_h (équ. II-1-9) sur la longueur d'extinction.

Nous avons schématisé sur la figure II-1 la construction géométrique de \vec{S} . Nous nous limiterons au cas particulier où la normale à la face d'entrée du cristal est située dans le plan réti-

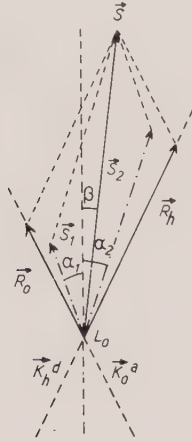


FIG. II-1. — Construction du vecteur de Poynting.

culaire ($\gamma_o = \gamma_h$). \vec{M}_z est alors parallèle à la médiatrice de $\vec{H}\vec{O}$. L'angle β de \vec{S} avec \vec{M}_z est donné par :

$$\text{II-1-19} \quad \text{tg } \beta = \frac{\bar{R}_o - \bar{R}_h}{\bar{R}_o + \bar{R}_h} \text{tg } \theta_B.$$

L'évolution du vecteur de Poynting est très différente en présence et en l'absence d'absorption et nous considérerons séparément les deux cas.

II-2. Cristaux non absorbants.

Lorsqu'il n'y a pas absorption, les facteurs d'amortissement sont égaux à 1 et les vecteurs de Poynting \vec{S}_j relatifs aux deux champs d'ondes sont égaux aux vecteurs \vec{s}_j définis par II-1-13. On remarque sur l'équation II-1-17 que le vecteur de Poynting total est indépendant de

la profondeur à l'intérieur du cristal et le trajet de l'énergie est une droite qui ne dépend que de l'angle d'incidence. Les expressions II-1-9 de \bar{R}_o et de \bar{R}_h se simplifient et l'on a :

$$\text{II-2-1} \quad \bar{R}_h = \frac{1}{2 ch^2 v}; \quad \bar{R}_o = \frac{ch^2 v}{2 ch^2 v}$$

$$\text{II-2-2} \quad \text{tg } \beta_o = th^2 v \text{tg } \theta_B$$

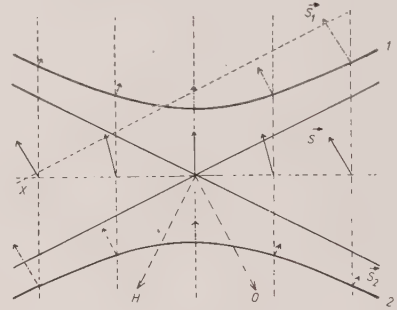


FIG. II-2. — Variation du vecteur de Poynting en fonction de l'angle d'incidence, cristal sans absorption.

Aux deux extrémités du domaine d'interférence, la direction du vecteur de Poynting est celle du vecteur d'onde incident $\vec{K}_o^{(a)}$. \vec{S} a la même valeur pour $\Delta\theta = \pm |\Delta\theta|$

La figure II-2 schématise les variations de direction et d'intensité des vecteurs \vec{S}_j et \vec{S} lorsque l'onde incidente décrit le domaine d'interférence. Lorsque l'on est loin des conditions de Bragg, seul est important celui des vecteurs de Poynting dont la direction est parallèle à la direction du vecteur d'onde incident, ce à quoi l'on devait s'attendre a priori : en dehors du domaine d'interférence, l'onde incidente traverse le cristal sans être déviée (aux approximations près de la théorie dynamique). On remarque d'autre part un phénomène d'échange entre les deux champs d'ondes. Pour une incidence inférieure à l'incidence de Bragg, le champ 1 est prééminent alors que pour une incidence supérieure c'est l'inverse : c'est le champ 2 qui prédomine, et l'on a :

$$\vec{S}_1(+|\Delta\theta|) = \vec{S}_2(-|\Delta\theta|)$$

Le vecteur de Poynting total a une intensité constante et sa direction reste comprise entre la direction $\vec{K}_o^{(a)}$ du vecteur d'onde incident et la direction \vec{M}_z (équ. II-2-2). Il a la même

valeur pour $+\Delta\theta$ et $-\Delta\theta$ (fig. II-3). Lorsque le vecteur d'onde incident satisfait rigoureusement la condition de Bragg, le vecteur de Poynting total est parallèle à \vec{Mz} et l'énergie est propagée dans le plan réticulaire.

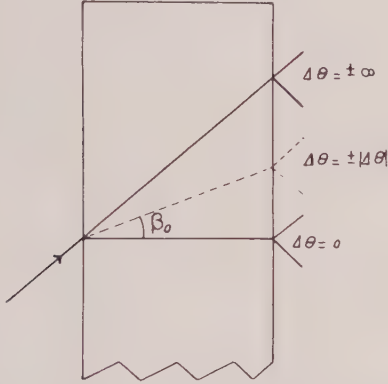


FIG. II-3. — Trajet de l'énergie dans le cristal lorsque l'onde incidente est plane et infinie, cristal sans absorption.

$$\text{II-3-3} \quad y = \frac{th v}{2 \pi \mathcal{F} (\overline{MP}_1 - \overline{MP}_2)} \operatorname{tg} \theta_B \operatorname{Log} \left\{ \frac{ch [v - 2 \pi \mathcal{F} (\overline{MP}_1 - \overline{MP}_2) z]}{ch v} \right\}$$

II-3. Cas des cristaux absorbants.

Les directions des vecteurs de Poynting \vec{S}_i relatifs à chacun des deux champs d'ondes ne se modifient pas en fonction de la profondeur dans le cristal. Par contre, leurs intensités varient en fonction de la profondeur dans le cristal, et de façon différente pour chacun d'eux : ils contiennent en effet un facteur d'amortissement différent (équ. II-1-11). L'absorption du champ 2 est *supérieure* à l'absorption photoélectrique normale et celle du champ 1 lui est *inférieure*. Après une épaisseur très grande de cristal, seul le champ 1 subsistera pratiquement et le coefficient d'absorption apparent est anormalement faible. C'est à ce phénomène que l'on a donné le nom de *transmission anormale*. Il a été mis en évidence expérimentalement par G. Borrmann (1950, 1951 et 1954). L'orientation du vecteur de Poynting total, qui est la résultante des deux vecteurs, dépend par suite de la profondeur à l'intérieur du cristal et le trajet de l'énergie est courbe. L'angle est donné maintenant par l'expression :

II-3-1

$$\operatorname{tg} \beta = th [v - 2 \pi \mathcal{F} (\overline{MP}_1 - \overline{MP}_2) z] th v \operatorname{tg} \theta_B$$

Dans le cas particulier où le plan réticulaire est perpendiculaire à la face d'entrée on a (équ. I-4-15) :

II-3-2

$$\operatorname{tg} \beta = th \left[v - \frac{2 \pi k |C| \mathcal{F} \sqrt{\chi_h \chi_h}}{\gamma_o ch v_r} z \right] th v \operatorname{tg} \theta_B$$

Considérons deux axes de coordonnées suivant la normale \vec{Oz} à la face d'entrée du cristal, dirigée vers l'intérieur, et l'intersection \vec{Oy} de la face d'entrée avec le plan d'incidence, dirigée de l'autre côté du plan réticulaire par rapport au rayon incident qui coupe la face d'entrée en O. $\operatorname{tg} \beta$ représente la pente $y'(z)$ au point d'abscisse z de la courbe décrite par l'énergie à l'intérieur du cristal. L'intégration se fait aisément et l'on a :

La constante d'intégration a été choisie de façon que la courbe passe par l'origine des coordonnées. Il est facile de vérifier que la courbe, à l'origine, est tangente au trajet dans un cristal non absorbant (pente donnée par l'équation II-2-2). On complète l'étude de la courbe par le calcul de la dérivée seconde :

II-3-4

$$y''(z) = \frac{-2 \pi \mathcal{F} (\overline{MP}_1 - \overline{MP}_2) th v \operatorname{tg} \theta_B}{1 + th^2 [v + 2 \pi \mathcal{F} (\overline{MP}_1 - \overline{MP}_2) z]}$$

ce qui montre que la courbure de la courbe est du signe opposé à celui de $sh v$ c'est-à-dire, dans le cas particulier de $\gamma_o = \gamma_h$, de $\Delta\theta$ (équ. I-4-6 et I-4-9).

Lorsque l'épaisseur du cristal est très grande, la courbe est asymptote au trajet du champ 1, le champ 2 étant devenu négligeable. On voit ici une différence notable par rapport au cas d'un cristal non absorbant : dans ce cas le champ prédominant est le champ 1 ou le champ 2 selon que $\Delta\theta$ est négatif ou positif, quelle que soit l'épaisseur du cristal. Au contraire, dans le

cas d'un cristal absorbant, ce n'est vrai que pour une faible épaisseur. Pour une grande épaisseur c'est le champ 1 qui est prédominant, quel que soit le signe de $\Delta\theta$. Les figures II-4 a et II-4 b schématisent l'allure du trajet de

l'énergie pour $\Delta\theta$ positif et négatif et la figure II-4 c montre le trajet de l'énergie calculé pour différentes valeurs de $\Delta\theta$ dans le cas de la réflexion 220 du silicium avec le rayonnement MoK α . Lorsque $\Delta\theta$ est nul (incidence de Bragg) le trajet de l'énergie est rectiligne et situé dans le plan réticulaire, comme en l'absence d'absorption.

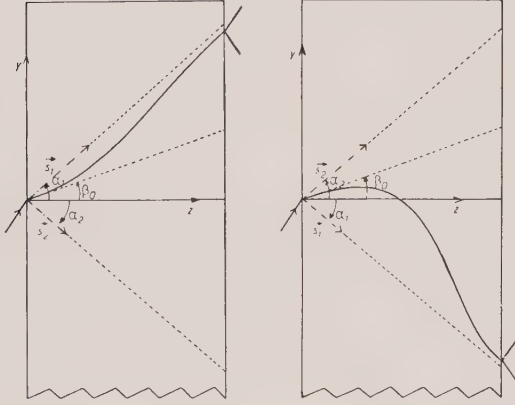
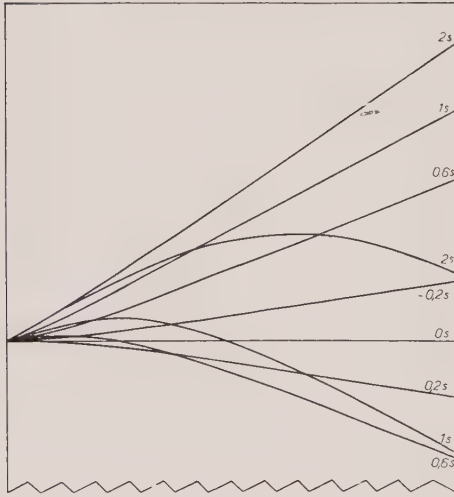
FIG. II-4 a) $\Delta\theta$ négatif.FIG. II-4 b) $\Delta\theta$ positif.FIG. II-4 c) variation de la forme du trajet en fonction de l'angle d'incidence. Réflexion 220 à travers du silicium, rayonnement MoK α .

FIG. II-4. — Trajet de l'énergie dans le cristal lorsque l'onde incidente est plane et infinie, cristal absorbant.

Le trajet est tangent à l'origine au trajet de l'énergie lorsqu'il n'y a pas absorption.

II-4. Conditions aux limites sur la face de sortie du cristal.

Nous avons considéré jusqu'à présent le cristal comme semi-infini, c'est-à-dire limité seulement par la face d'entrée. Les conditions aux limites sur ce plan, étudiées dans le § I-4, nous ont permis de déterminer entièrement l'état de l'onde électromagnétique en tout point du cristal. Cherchons maintenant l'état de l'onde à l'extérieur de la face de sortie du cristal. Nous supposons ici, pour simplifier, que la face de sortie est parallèle à la face d'entrée. La construction de Huygens permet de déterminer les vecteurs d'onde dans le milieu extérieur. Dans ce cas particulier deux ondes seulement prennent naissance :

$$\text{II-4-1} \quad \vec{K}_o^{(d)} = \vec{K}_o^{(a)}; \vec{K}_h^{(d)} = \vec{K}_o^{(d)} + \vec{H}\vec{O} = \vec{K}_h^{(a)}$$

Comme le trajet de l'énergie est le même pour les champs 1 et 2, il n'y a par suite que deux ondes à l'extérieur du cristal, l'une se propageant dans la direction de l'onde incidente et l'autre dans la direction réfléchie. Leurs amplitudes $\vec{D}_o^{(d)}$ et $\vec{D}_h^{(d)}$ sont données par :

$$\text{II-4-2} \quad \vec{D}_o^{(d)} = \vec{D}_{o1} + \vec{D}_{o2}; \quad \vec{D}_h^{(d)} = \vec{D}_{h1} + \vec{D}_{h2}$$

Les flux des deux faisceaux sont donnés par les équations II-1-9. Elles montrent que pour un angle d'incidence donné l'énergie se répartit entre les deux ondes émergentes de manière périodique en fonction de la distance de la face d'entrée à la face de sortie.

Si le cristal n'est pas absorbant ces équations se simplifient :

$$\text{II-4-3} \quad \left\{ \begin{aligned} |\vec{D}_h^{(d)}|^2 &= |\vec{D}_{h1} + \vec{D}_{h2}|^2 = \frac{\gamma_o}{\gamma_h} \frac{1 - \cos 2\pi \mathcal{R}(\overline{MP}_1 - \overline{MP}_2)}{2ch^2 v_r} |\vec{\mathcal{D}}_o^{(a)}|^2 \\ |\vec{D}_o^{(d)}|^2 &= |\vec{D}_{o1} + \vec{D}_{o2}|^2 = \frac{ch^2 v + \cos 2\pi \mathcal{R}(\overline{MP}_1 - \overline{MP}_2)}{2ch^2 v_r} |\vec{\mathcal{D}}_o^{(a)}|^2 \end{aligned} \right.$$

$|\vec{\mathcal{D}}_o^{(a)}|^2$, $|\vec{D}_o^{(d)}|^2$, $|\vec{D}_h^{(d)}|^2$ sont proportionnels aux flux d'énergie des faisceaux émergents et incident, et $\gamma_o |\vec{\mathcal{D}}_o^{(a)}|^2$, $\gamma_o |\vec{D}_o^{(d)}|^2$, $\gamma_h |\vec{D}_h^{(d)}|^2$ sont proportionnels aux densités d'énergie sur les faces d'entrée et de sortie du cristal, respectivement. L'intensité émergente totale est donc proportionnelle à $\gamma_h |\vec{D}_h^{(d)}|^2 + \gamma_o |\vec{D}_o^{(d)}|^2$ et II-4-3 montre qu'elle est égale à $\gamma_o |\vec{\mathcal{D}}_o^{(a)}|^2$; la loi de conservation de l'énergie est bien vérifiée.

III. — TRAJET DE L'ÉNERGIE DANS LE CRISTAL LORSQUE L'ONDE INCIDENTE A UNE EXTENSION LIMITÉE

III-1. Introduction.

Les calculs ont été menés jusqu'à présent en supposant que l'onde incidente est plane et que son extension latérale est infinie, ce qui entraîne l'hypothèse que deux des dimensions du cristal sont infinies. Ceci n'est évidemment pas le cas, de plus l'extension latérale du faisceau de rayons X est en pratique nécessairement limitée par un collimateur. Il est donc nécessaire de tenir compte des conditions aux limites latérales et l'on voit qu'il y a deux cas à considérer, selon que le cristal est baigné dans le faisceau incident ou que la largeur de la fente limitant le faisceau est inférieure à l'une des dimensions du cristal.

Mais l'on ne sait pas, en général, créer d'ondes planes : chaque point de l'anticathode émet dans l'espace une onde dont le diagramme de radiation est compliqué et possède un maximum dans une certaine direction. On peut supposer avec une bonne approximation qu'autour de cette direction la surface d'onde est sphérique. Le rayonnement issu de l'anticathode peut ainsi être assimilé à une superposition d'ondes sphériques incohérentes. L'étude de la diffraction de ce rayonnement par le cristal se ramène donc à celle de la diffraction d'une onde sphérique issue d'un point quelconque du foyer, de simples translations permettant d'obtenir ensuite l'image du phénomène global. Dans tous les calculs qui suivent nous considérerons par suite le rayonnement étudié comme provenant d'un seul point. Comme nous nous limitons aux trajets de l'énergie dans le plan d'incidence, c'est-à-dire le plan passant par le point-source et perpendiculaire à la face d'entrée du cristal et au plan

réticulaire, il revient au même de prendre comme source une source linéaire parallèle à l'intersection du plan réticulaire avec la face d'entrée. Dans ces conditions, la partie utile de l'intersection du faisceau avec le cristal est très faible ; si ω est la largeur à mi-hauteur de la courbe de réflexion du cristal, L la distance du foyer au cristal et l la hauteur du foyer, la surface utile est égale à $\frac{lL\omega}{\gamma_o}$. Si ω est de l'ordre

de une seconde d'arc, L égal à 20 cm et γ_o voisin de un, la largeur de la trace est de l'ordre de un micron.

On peut, par certains artifices, par exemple interposition entre le foyer et le cristal étudié d'une lame cristalline en position de Bragg, étaler dans l'espace des rayons provenant d'un même point et dont la divergence angulaire soit de l'ordre de grandeur du domaine d'interférence. Un tel faisceau peut être limité soit par une fente fine avant le deuxième cristal soit par les dimensions de ce cristal. On est alors en présence de conditions aux limites latérales semblables à celles qui existent dans le cas d'une onde plane. Le principe de Huygens permet, comme pour les phénomènes de diffraction en optique, de se ramener au cas d'une onde sphérique simple.

Dans une première approximation on peut dire que l'on a une onde plane limitée par une fente fine. Les conditions aux limites sur la composante tangentielle du vecteur d'onde sont toujours valables ; les mêmes points caractéristiques, et par suite les mêmes champs d'ondes, sont excités comme si l'onde était infinie. Par contre, les conditions aux limites sur les amplitudes ne sont vérifiées que sur une faible partie de la surface d'entrée et l'on ne peut plus affirmer a priori que tout point du cristal est baigné dans le champ total. G. Borrmann (1955), le premier, a prévu que dans ce cas les différents champs d'ondes doivent se séparer. Le trajet de l'énergie doit donc être différent pour les quatre champs, les deux ondes qui constituent chacun des champs restant évidemment inséparables. G. Borrmann a donné à ce phénomène le nom de *quadruple réfraction* (Vierfachbrechung). G. Borrmann, G. Hildebrandt et H. Wagner (1955) ont étudié le trajet des faisceaux.

Le problème est en réalité plus complexe et c'est N. Kato (1960 a et b) (1) qui en a fait

(1) Nous remercions N. Kato de nous avoir autorisé à lire son manuscrit avant publication.

l'étude complète. Nous allons donner succinctement le principe de son raisonnement. On considère l'onde monochromatique quelconque incidente comme une superposition d'ondes planes infinies en la décomposant en intégrale de Fourier

$$\text{III-I-1} \quad \varphi = \int \int \Phi(\vec{K}) e^{-2\pi i \vec{K} \cdot \vec{r}} dK_x dK_y$$

où l'amplitude complexe $\Phi(\vec{K})$ de chacune des ondes planes représente le poids de la distribution sur la sphère de rayon $|\vec{K}|$. La théorie dynamique peut être appliquée séparément à chacune de ces ondes planes infinies, caractérisées par leur amplitude $\Phi(\vec{K})$ et un point M de la surface complexe dont l'intersection avec le

L'onde peut se décomposer en huit termes correspondant aux quatre points caractéristiques :

III-I-3

$$\varphi = \sum_m \sum_j \varphi_{mj}^+ + \sum_m \sum_j \varphi_{mj}^-; m = 0, h; j = 1, 2.$$

Les amplitudes \mathcal{D}_{mj}^+ , \mathcal{D}_{mj}^- sont données par les équations I-4-I8. Il est commode d'autre part de décomposer le vecteur de position \vec{r} en deux vecteurs \vec{r}_e et \vec{r}_i , \vec{r}_e joignant l'origine, située avant le cristal, au point d'intersection du faisceau incident avec la face d'entrée et \vec{r}_i étant le vecteur de position à l'intérieur du cristal. L'onde peut alors s'écrire sous la forme :

$$\begin{aligned} \text{III-I-4} \quad \varphi = & \sum_j \int \int \sum_m \mathcal{D}_{mj}^+(\vec{K}) \Phi(\vec{K}) J(\vec{K}) e^{-2\pi i \vec{k} \cdot \vec{r}_e} e^{-2\pi i \vec{K} \cdot \vec{r}_i} dK_x dK_y \\ & + \sum_j \int \int \sum_m \mathcal{D}_{mj}^-(\vec{K}) \Phi(\vec{K}) J(\vec{K}) e^{-2\pi i \vec{k} \cdot \vec{r}_e} e^{-2\pi i \vec{K} \cdot \vec{r}_i} dK_x dK_y. \end{aligned}$$

plan d'incidence est assimilée à la droite T'_0 passant par L_a . Si l'onde φ est une onde sphérique, le domaine angulaire parcouru par les vecteurs d'onde \vec{K} de tous les points M du développement est supérieur au domaine d'interférence du cristal, qui est par suite complètement balayé par l'ensemble des ondes planes de la décomposition. Les conditions aux limites habituelles s'appliquent à chacune de ces ondes. La condition de la continuité de la composante tangentielle du vecteur d'onde fait correspondre à chaque point M des points caractéristiques P_j par projection parallèlement à la normale à la face d'entrée. La densité des points caractéristiques excités sur la surface de dispersion est égale à $\Phi(\vec{K}) J(\vec{K})$ où $J(\vec{K})$ est le jacobien correspondant à la projection de la droite T'_0 sur les deux hyperboles. La condition sur les amplitudes permet de calculer l'amplitude $\mathcal{D}(\vec{K}) \Phi(\vec{K}) J(\vec{K})$ de chacune des ondes. L'amplitude totale de l'onde à l'intérieur du cristal est donnée par :

III-I-2

$$\varphi = \int \int \mathcal{D}(\vec{K}) \Phi(\vec{K}) J(\vec{K}) e^{-2\pi i \vec{K} \cdot \vec{r}} dK_x dK_y.$$

Considérons un voisinage $\Delta\vec{K}$ autour d'un point M' de la droite T'_0 . Il lui correspond un certain voisinage autour de P_j^+ et de P_j^- (fig. III-I) et une intégrale partielle $\Delta\varphi$ sur ce

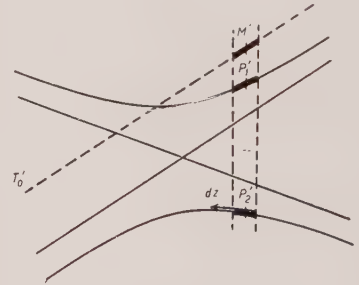


FIG. III-I.

voisinage. Le vecteur d'onde \vec{K} peut se mettre sous la forme :

$$\text{III-I-5} \quad \vec{K} = \vec{K}_{mj}' + d\vec{\tau}$$

où \vec{K}_{mj}' est le vecteur d'onde relatif au point caractéristique moyen P_j' . $\mathcal{D}(\vec{K})$, $\Phi(\vec{K})$, $J(\vec{K})$,

$e^{-2\pi i \vec{k} \cdot \vec{r}_e}$ varient lentement en fonction de $\vec{d\tau}$ et peuvent être pris égaux à leur valeur moyenne obtenue en remplaçant \vec{K} par \vec{K}_{mj} . Ils peuvent alors être sortis de l'intégrale. Par contre $e^{-2\pi i \vec{K} \cdot \vec{r}_i}$ varie rapidement en fonction de $\vec{d\tau}$ et il vient :

III-1-6

$$\Delta\varphi = \sum_{+,-} \sum_j \left\{ \int \int_{j, \pm} e^{-2\pi i \vec{d\tau} \cdot \vec{r}_i} dK_x dK_y \right\} \sum_m \mathcal{D}_{mj}(\vec{K}_{mj}') \Phi(\vec{K}_{mj}') J(\vec{K}_{mj}') e^{-2\pi i \vec{k} \cdot \vec{r}_e + \vec{K}_{mj}' \cdot \vec{r}_i}.$$

L'intégrale n'est différente de zéro que si le produit scalaire $\vec{d\tau} \cdot \vec{r}_i$ est nul. Ceci s'interprète en disant que l'énergie des champs d'ondes excités n'est différente de zéro que dans des directions parallèles aux normales à la surface de dispersion aux quatre points caractéristiques moyens correspondants. Ce résultat apporte évidemment la confirmation de la conclusion du § II-1 indiquant que les vecteurs de Poynting des quatre champs d'ondes sont normaux à la surface de dispersion, et conduit à une disposition fondamentalement différente de celle de l'onde plane infinie : *les champs d'ondes relatifs aux branches 1 et 2 de la surface de dispersion se propagent indépendamment et séparément dans l'espace*. L'énergie est transportée dans le cristal suivant *plusieurs trajets rectilignes, même si le cristal est absorbant*. L'onde sphérique incidente, issue d'un point du foyer, engendre à l'intérieur du cristal tous les trajets d'énergie possibles (fig. III-2). Ils sont étalés en un *éventail* d'angle au sommet $2\theta_B$. Le phénomène de réfraction multiple se traduit ainsi par un phénomène d'amplification considérable : au faisceau incident de quelques secondes d'ouverture angulaire et dont la trace sur la face d'entrée est de l'ordre du micron, il fait correspondre dans le cristal un faisceau dont l'ouverture angulaire est de l'ordre de quelques dizaines de degrés et la trace $2d \tan \theta_B$ sur la face de sortie est de l'ordre du millimètre. Les angles des vecteurs \vec{S}_j avec la normale à la face d'entrée sont donnés par les équations II-1-15. En particulier, comme dans le cas de l'onde plane, le trajet de l'énergie correspondant à la condition de Bragg exactement réalisée se fait dans le plan réticulaire. Il y a un éventail pour chacune des branches de

la surface de dispersion et les deux éventails correspondant à une même direction de polarisation se recouvrent exactement. Le long d'une direction donnée sont par suite superposés les trajets $\vec{S}_1 (+\Delta\theta)$ et $\vec{S}_2 (-\Delta\theta)$ des champs excités sur les branches 1 et 2 de la surface de dispersion par les ondes planes caractérisées

par $\vec{L}_a\vec{M} = +k\Delta\theta$ et $\vec{L}_a\vec{M} = -k\Delta\theta$ respectivement. Ces deux champs d'ondes sont cohérents puisqu'ils sont engendrés par la même onde incidente et donnent naissance à des phénomènes d'interférence qui ne sont observables que pour un certain ordre de grandeur de l'épaisseur du cristal.

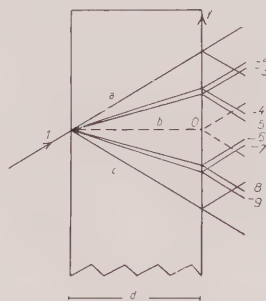


FIG. III-2. — Trajet de l'énergie lorsque l'onde incidente est limitée. Les trajets des différents champs d'ondes sont rectilignes et séparés.

- a) $\Delta\theta = -\infty$ (champ 1) ; $\Delta\theta = +\infty$ (champ 2).
 - b) $\Delta\theta = 0$. Le trajet de l'énergie se fait le long du plan réticulaire, pour tous les champs d'ondes.
 - c) $\Delta\theta = +\infty$ (champ 1) ; $\Delta\theta = -\infty$ (champ 2).
- 1 : $T_o^{(a)}$; 2 : $T_{o1}^{+(d)}$; 3 : $T_{o1}^{=(d)}$; 4 : $T_{h1}^{+(d)}$; 5 : $T_{h1}^{=(d)}$;
6 : $T_{o2}^{+(d)}$; 7 : $T_{o2}^{=(d)}$; 8 : $T_{h2}^{+(d)}$; 9 : $T_{h2}^{=(d)}$.

Le raisonnement que nous venons de décrire n'est valable qu'à certaines approximations près. En particulier, il faut que la distance \vec{r}_i du point d'observation au point d'intersection du faisceau incident avec la face d'entrée du cristal soit grande par rapport à la trace du faisceau incident sur le cristal.

La conclusion essentielle, qui est la sépara-

tion des champs d'ondes, est due à des phénomènes d'interférence entre ondes voisines excitées par des points voisins de la surface de dispersion.

L'assimilation de l'onde incidente à une onde plane infinie ne conduit à aucune contradiction entre les mesures habituelles d'intensité et les valeurs théoriques. C'est pour cette raison que cette approximation a en général été considérée comme suffisante. Mais c'est lorsque l'on s'intéresse au *trajet des faisceaux* que la contradiction apparaît. La première conséquence expérimentale a été observée par N. Kato et A. Lang (1959) qui ont mis en évidence les phénomènes d'interférences entre les ondes portées par les vecteurs de Poynting $\vec{S}_1 (+\Delta\theta)$ et $\vec{S}_2 (-\Delta\theta)$. Ces observations ont été à l'origine des calculs théoriques de N. Kato. Plus récemment, nous avons mis en évidence la séparation des champs d'ondes à l'aide d'un montage à deux cristaux (Authier, 1960 a).

III-2. Conditions aux limites sur la face de sortie.

Dans le § II-4 nous avons étudié les conditions aux limites sur la face de sortie lorsque l'onde incidente est plane et infinie. Nous allons maintenant examiner ces conditions lorsque l'onde incidente est limitée. D'après ce que nous venons de voir, nous devons considérer séparément chacun des champs d'ondes. Nous définirons la normale à la face de sortie $\vec{L}_a z'$, dirigée vers l'extérieur, par ses angles ψ_o' et ψ_h' avec les directions \vec{OL}_a et \vec{HL}_a :

$$\text{III-2-1} \quad (\vec{L}_a z', \vec{OL}_a) = \psi_o'; \quad (\vec{L}_a z', \vec{HL}_a) = \psi_h'$$

et nous poserons :

$$\text{III-2-2} \quad \cos \psi_o' = \gamma_o'; \quad \cos \psi_h' = \gamma_h'$$

Nous appliquerons successivement aux différents champs d'ondes les deux groupes de conditions aux limites, que nous avons déjà considérés dans les §§ I-4 et II-4. La condition de la continuité de la composante tangentielle du vecteur d'onde permet de construire géométriquement, par une construction analogue à la construction de Huygens, les huit points caractéristiques des huit ondes $T_{oj}^{+(d)}$, $T_{hj}^{+(d)}$, $T_{oj}^{-(d)}$, $T_{hj}^{-(d)}$ qui prennent naissance dans le milieu extérieur au cristal. Le lieu des points caractéristiques M_j^+ et M_j^- relatifs aux quatre

ondes o qui se propagent « dans la direction du faisceau incident » est le cercle de centre O et de rayon k , que nous assimilons à sa tangente T_o' et qui était le lieu de l'extrémité M du vecteur d'onde incident. Le lieu des quatre points caractéristiques N_j^+ et N_j^- relatifs aux quatre ondes h se propageant « dans la direction réfléchie » est le cercle de centre H et de rayon k , que nous assimilons à sa tangente T_h' . Les parallèles

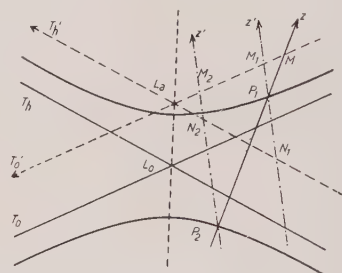


FIG. III-3. — Construction de Huygens à la sortie du cristal.

\vec{Mz} : normale à la face d'entrée ; $\vec{P_j z'}$ normale à la face de sortie.

M : point caractéristique de l'onde incidente ; P_1 et P_2 : points caractéristiques à l'intérieur du cristal ; M_1 et M_2 , N_1 et N_2 : points caractéristiques des ondes émergentes.

à la normale à la face de sortie, menées de P_j , coupent T_o' et T_h' aux points M_j et N_j cherchés (fig. III-3). Les coordonnées X_{oj} et X_{hj} des points P_j sont données par les équations I-4-10, et les équations des droites $\vec{P_j z'}$ sont, dans notre système de coordonnées droites :

$$\text{III-2-3} \quad \frac{X_o - X_{oj}}{X_h - X_{hj}} = \frac{\gamma_o'}{\gamma_h'}$$

Les équations des droites T_o' et T_h' sont :

$$\text{III-2-4} \quad T_o' : X_o = -\frac{1}{2} k \chi_o; \quad T_h' : X_h = -\frac{1}{2} k \chi_o$$

On en déduit les coordonnées des points M_j et N_j :

$$\begin{aligned} \text{III-2-5 (a)} \quad M_j & \begin{cases} X_o = -\frac{1}{2} k \chi_o \\ X_h = X_{hj} - (\frac{1}{2} k \chi_o + X_{oj}) \frac{\gamma_h'}{\gamma_o'} \end{cases} \\ \text{III-2-5 (b)} \quad N_j & \begin{cases} X_o = X_{oj} - (\frac{1}{2} k \chi_o + X_{hj}) \frac{\gamma_o'}{\gamma_h'} \\ X_h = -\frac{1}{2} k \chi_o \end{cases} \end{aligned}$$

Les écarts angulaires $(\Delta\theta)_{oj}$, $(\Delta\theta)_{hj}$ entre les rayons émergents et les rayons correspondant à la condition de Bragg exactement satisfaite sont donnés par des relations analogues à I-4-1 et l'on a :

III-2-6

$$\left\{ \begin{array}{l} (\Delta\theta)_{oj} = \frac{\overline{L_a M_j}}{k} = \frac{1}{k \sin 2\theta} \left[X_{hj} - X_{oj} \frac{\gamma'_h}{\gamma'_o} - \frac{1}{2} k \chi_o \left(\frac{\gamma'_h}{\gamma'_o} - 1 \right) \right] \\ (\Delta\theta)_{hj} = \frac{\overline{L_a N_j}}{k} = \frac{1}{k \sin 2\theta} \left[X_{oj} - X_{hj} \frac{\gamma'_o}{\gamma'_h} - \frac{1}{2} k \chi_o \left(\frac{\gamma'_o}{\gamma'_h} - 1 \right) \right] \end{array} \right.$$

On remarquera que, si la normale à la face de sortie est située dans le plan réticulaire ($\gamma'_o = \gamma'_h$) :

$$\text{III-2-7 (a)} \quad (\Delta\theta)_{oj} = -(\Delta\theta)_{hj} = \frac{X_{hj} - X_{oj}}{k \sin 2\theta}$$

Ce résultat, qui nous sera très utile dans le prochain chapitre, et dans la deuxième partie, montre que les rayons émergents $T_{oj}^{(d)}$ et $T_{hj}^{(d)}$ sont symétriques par rapport au plan réticulaire. Si, de plus, les faces d'entrée et de sortie sont parallèles, on a d'après les équations I-4-10, I-4-6, III-2-7 (a) :

$$\text{III-2-7 (b)} \quad (\Delta\theta)_{oj} = -(\Delta\theta)_{hj} = \Delta\theta$$

La séparation angulaire à l'extérieur du cristal entre les ondes correspondant aux deux champs d'ondes 1 et 2 est, d'après III-2-6 et I-4-10 :

III-2-8

$$\begin{aligned} (\Delta\theta)_{o2} - (\Delta\theta)_{o1} &= \frac{|C| \sqrt{\chi_h \chi_h} c h v}{\sin 2\theta \sqrt{\gamma_o \gamma_h}} (\gamma_o \frac{\gamma'_h}{\gamma'_o} - \gamma_h) \\ (\Delta\theta)_{h2} - (\Delta\theta)_{h1} &= \frac{|C| \sqrt{\chi_h \chi_h} c h v}{\sin 2\theta \sqrt{\gamma_o \gamma_h}} (\gamma_o - \gamma_h \frac{\gamma'_o}{\gamma'_h}) \end{aligned}$$

On peut vérifier que ces séparations angulaires sont nulles si le cristal est une lame à faces parallèles, ce qui est évident a priori. On remarque d'autre part que, pour obtenir une séparation importante, il faut que ψ'_o soit voisin de 90° (séparation des ondes $T_{o1}^{(d)}$ et $T_{o2}^{(d)}$) ou que ψ'_h soit voisin de 90° (séparation des ondes $T_{h1}^{(d)}$ et $T_{h2}^{(d)}$).

La deuxième condition aux limites permet de déterminer les amplitudes des huit ondes. Nous referons ici l'approximation du § I-4 qui revient à confondre le champ et l'induction électrique. Il y a alors, pour chacune des ondes, continuité des trois composantes de l'induction électrique et l'on a :

$$\text{III-2-9} \quad \vec{D}_{hj}^{(d)} = \vec{D}_{hj}^{\rightarrow}; \quad \vec{D}_{oj}^{(d)} = \vec{D}_{oj}^{\rightarrow}$$

où $\vec{D}_{hj}^{(d)}$ et $\vec{D}_{oj}^{(d)}$ représentent les ondes à l'extérieur du cristal et $\vec{D}_{hj}^{\rightarrow}$ et $\vec{D}_{oj}^{\rightarrow}$ sont données par les équations I-4-18. Dans le cas d'une lame à faces parallèles et si le plan réticulaire est perpendiculaire aux faces d'entrée et de sortie, les intensités des faisceaux sont données en fonction de l'angle d'incidence, par :

III-2-10

$$\left\{ \begin{array}{l} R_{h1}^1 = \frac{|\vec{D}_{h1}^{(d)}|^2}{|\vec{D}_{o1}^{(a)}|^2} = \frac{1}{4(1 + \eta^2)} \exp \left(-\frac{\mu d}{\gamma} + \frac{2 K F_{hi} d}{\sqrt{1 + \eta^2}} \right) \\ R_{h2}^1 = \frac{|\vec{D}_{h2}^{(d)}|^2}{|\vec{D}_{o1}^{(a)}|^2} = \frac{1}{4(1 + \eta^2)} \exp \left(-\frac{\mu d}{\gamma} - \frac{2 K F_{hi} d}{\sqrt{1 + \eta^2}} \right) \\ R_{o1}^1 = \frac{|\vec{D}_{o1}^{(d)}|^2}{|\vec{D}_{o1}^{(a)}|^2} = \frac{1}{4} \left(1 - \frac{\eta}{\sqrt{1 + \eta^2}} \right)^2 \exp \left(-\frac{\mu d}{\gamma} + \frac{2 K F_{hi} d}{\sqrt{1 + \eta^2}} \right) \\ R_{o2}^1 = \frac{|\vec{D}_{o2}^{(d)}|^2}{|\vec{D}_{o1}^{(a)}|^2} = \frac{1}{4} \left(1 + \frac{\eta}{\sqrt{1 + \eta^2}} \right)^2 \exp \left(-\frac{\mu d}{\gamma} - \frac{2 K F_{hi} d}{\sqrt{1 + \eta^2}} \right) \end{array} \right.$$

où η est dans ce cas particulier égal à :

$$\text{III-2-11} \quad \eta = \frac{\pi \sin 2 \theta_B}{K \lambda F_{hr}} \Delta \theta \text{ avec } K = \frac{|C| N \lambda e^2}{m c^2}$$

où $N = \frac{I}{V}$ est le nombre d'unités diffusantes par unité de volume.

III-3. Répartition de l'énergie sur la face de sortie.

Supposons que l'onde incidente soit sphérique. Nous avons vu que l'ensemble des vecteurs d'onde des ondes planes constituant son développement en intégrale de Fourier recouvre tout le domaine d'interférence du cristal. Pour chacune de ces ondes planes, les équations III-2-10 donnent les intensités des huit ondes émergentes en fonction de la position du point caractéristique de « l'onde plane mère ». Ces intensités ont été transportées dans le cristal le long de trajets donnés par les équations II-1-15. Pour chacun des quatre faisceaux la répartition de l'énergie sur la face de sortie dépend à la fois de la distribution de l'énergie en fonction du trajet et de la distribution des trajets. Nous supposons que la lame cristalline est à faces parallèles et que le plan réticulaire est perpendiculaire à ces faces. Nous considérerons d'autre part, comme au § III-1, que la source est une source linéaire. La répartition de l'énergie sur la face de sortie est celle du flux d'énergie par centimètre carré de cette face. Nous étudierons l'énergie traversant un élément de surface rectangulaire dont la longueur est égale à celle de la source et la hauteur est un élément dy de l'intersection de la face de sortie avec le plan d'incidence (fig. III-2), et c'est dans ce sens que nous parlerons d'intensité par unité de longueur. D'autre part, l'énergie utile émise par la source est comprise dans un angle dièdre d'ouverture $d(\Delta\theta)$ très faible. Nous supposons cette intensité constante pour tout le domaine d'interférence et, pour la commodité du calcul, nous parlerons d'intensité par unité d'angle.

Nous choisissons comme axe \vec{Oy} l'intersection de la face de sortie avec le plan d'incidence, dirigée du côté des faisceaux $T_o^{(d)}$ par rapport aux plans réticulaires. L'origine est placée au point d'émergence des faisceaux pour lesquels la condition de Bragg est exactement réalisée. L'intensité $I(y)$ par unité de longueur sur la face de sortie est liée à l'intensité $I_o(\theta_B)$ par unité d'angle à l'entrée du cristal par la relation :

III-3-1 (a)

$$\frac{I_{mj}(y) dy}{I_o(\theta_B) d(\Delta\theta)} = \frac{|\vec{D}_{mj}^{(d)}|^2}{|\vec{D}_o^{(a)}|^2}; m = o, h; j = 1, 2$$

ou

III-3-1 (b)

$$I_{mj}(y) dy = I_o(\theta_B) \left| \frac{d(\Delta\theta)}{dy} \right|_j \cdot \frac{|\vec{D}_{mj}^{(d)}|^2}{|\vec{D}_o^{(a)}|^2}$$

où θ_B est l'incidence de Bragg. L'indice j que nous avons ajouté à l'expression de la dérivée $\frac{d\Delta\theta}{dy}$ rappelle que les ordonnées des points d'émergence de $\vec{S}_1(\Delta\theta)$ et de $\vec{S}_2(\Delta\theta)$ sont différentes. On a en effet, d'après II-1-15, si d est l'épaisseur de la lame cristalline à faces parallèles :

III-3-2

$$y_1 = - \frac{\eta}{\sqrt{1+\eta^2}} d \operatorname{tg} \theta_B; y_2 = + \frac{\eta}{\sqrt{1+\eta^2}} d \operatorname{tg} \theta_B$$

Il est commode d'introduire le paramètre Y :

$$\text{III-3-3 (a)} \quad Y_j = \frac{y_j}{\max y_j} = \operatorname{tg} \alpha_j$$

On a, évidemment :

$$\text{III-3-3 (b)} \quad Y_1 = - \frac{\eta}{\sqrt{1+\eta^2}}; Y_2 = \frac{\eta}{\sqrt{1+\eta^2}}$$

Dans les équations n'intéressant qu'un seul champ d'ondes nous supprimerons l'indice s'il n'y a pas ambiguïté et écrirons simplement Y . Nous avons représenté sur la figure III-4 (a), courbe 5, la relation entre l'écart $\Delta\theta$ à l'incidence de Bragg (proportionnel à η) et Y .

Les expressions III-2-11 et III-3-2 permettent de calculer l'expression de $\left| \frac{d(\Delta\theta)}{dy} \right|_j$, on a en effet :

$$\frac{d(\Delta\theta)}{dy} = \frac{d(\Delta\theta)}{d\eta} \cdot \frac{d\eta}{dy}$$

Il vient :

III-3-4

$$\left| \frac{d(\Delta\theta)}{dy} \right|_1 = \left| \frac{d(\Delta\theta)}{dy} \right|_2 = \frac{K \lambda F_{hr}}{2 \pi \sin^2 \theta d} (1 + \eta^2)^{\frac{3}{2}}$$

La répartition de l'énergie est par suite donnée, à l'aide des relations III-3-1 (b), III-3-3 (b) et III-3-4, par :

III-3-5

$$\left\{ \begin{aligned} I_{h1}(Y) &= \frac{I_o K \lambda F_{hr}}{8 \pi \sin^2 \theta d \sqrt{1 - Y^2}} \exp \left(-\frac{\mu d}{\gamma} + 2 K F_{hi} d \sqrt{1 - Y^2} \right) \\ I_{h2}(Y) &= \frac{I_o K \lambda F_{hr}}{8 \pi \sin^2 \theta d \sqrt{1 - Y^2}} \exp \left(-\frac{\mu d}{\gamma} - 2 K F_{hi} d \sqrt{1 - Y^2} \right) \\ I_{o1}(Y) &= \frac{I_o K \lambda F_{hr}}{8 \pi \sin^2 \theta d} \left(\frac{1 + Y}{(1 - Y)^3} \right)^{\frac{1}{2}} \exp \left(-\frac{\mu d}{\gamma} + 2 K F_{hi} d \sqrt{1 - Y^2} \right) \\ I_{o2}(Y) &= \frac{I_o K \lambda F_{hr}}{8 \pi \sin^2 \theta d} \left(\frac{1 + Y}{(1 - Y)^3} \right)^{\frac{1}{2}} \exp \left(-\frac{\mu d}{\gamma} - 2 K F_{hi} d \sqrt{1 - Y^2} \right) \end{aligned} \right.$$

Ces résultats sont en accord avec ceux obtenus par N. Kato (1960 c).

Pour un cristal absorbant, ces répartitions varient considérablement suivant l'épaisseur du cristal. Pour un cristal non absorbant, la seule variation en fonction de l'épaisseur est apportée par le facteur d'homothétie $\frac{1}{d}$ qui pro-

vient de $\frac{d\eta}{dy}$ et que l'on pouvait prévoir a priori.

Nous avons représenté sur les figures III-4-(a) et III-4-(b) les répartitions d'énergie pour deux épaisseurs différentes (2,78 mm et 0,4 mm) dans

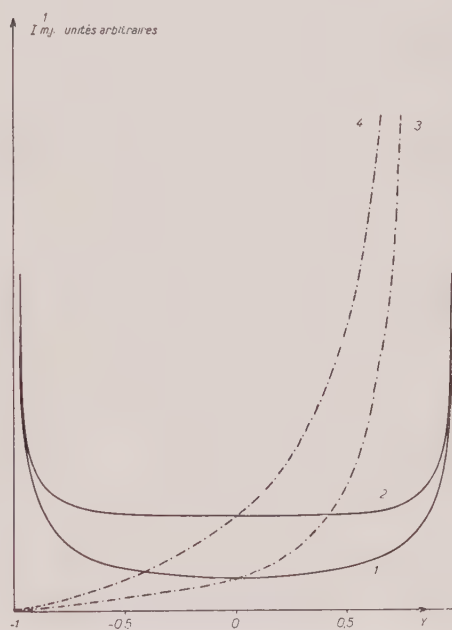


FIG. III 4. — b) $d = 0,40$ mm, $\mu d = 0,57$.

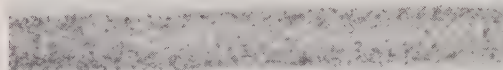


FIG. III-4. — c) photographie du faisceau, prise à la focalisation après un cristal de 0,40 mm d'épaisseur. $\times 50$. La répartition d'énergie sur la photographie correspond à la somme des courbes 1) et 2) de la figure III-4 b.

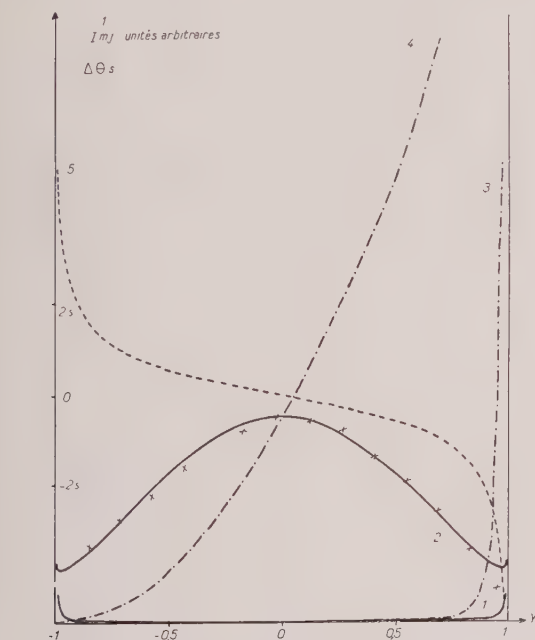


FIG. III-4. — a) $d = 2,78$ mm, $\mu d = 3,95$. La courbe 5 représente la variation de l'écart $\Delta\theta$ à l'incidence de Bragg en fonction de Y .

FIG. III-4. — Répartition de l'énergie par centimètre carré sur la face de sortie du premier cristal, réflexion 220 sur du silicium, rayonnement $\text{MoK}\alpha$. Croix : valeurs expérimentales.

1) I_{h2}^1 ; 2) I_{h1}^1 ; 3) I_{c2}^1 ; 4) I_{o1}^1 . Les indices o et h indiquent que les faisceaux émergents ont respectivement la direction incidente et la direction réfléchie. L'indice inférieur représente le numéro du champ d'onde. L'indice supérieur rappelle qu'on s'intéresse au premier cristal.

le cas d'un cristal de silicium taillé parallèlement au plan (111). Le plan réflecteur est ($\bar{1}10$), et le rayonnement utilisé est $\text{MoK}\alpha$.

III-4. Établissement d'une corrélation entre la longueur d'onde et l'angle d'incidence.

Nous avons supposé jusqu'à présent que l'onde incidente est rigoureusement monochromatique. Ce n'est évidemment pas le cas en réalité. Les trajets des ondes polychromatiques se chevauchent à l'intérieur du cristal et les répartitions d'énergie sur la face de sortie sont complètement brouillées : il serait impossible de comparer directement la mesure expérimentale de la répartition d'énergie au niveau de la face de sortie aux répartitions théoriques III-3-5, sans tenir compte du polychromatisme de la source, ce qui serait très compliqué. Nous allons montrer que dans la transmission des rayons X à travers un cristal sous l'incidence de Bragg, le phénomène de focalisation permet d'éliminer les effets dus au polychromatisme de la source. Il permet d'autre part d'établir, au moyen d'une fente, une corrélation biunivoque entre l'angle d'incidence et la longueur d'onde.

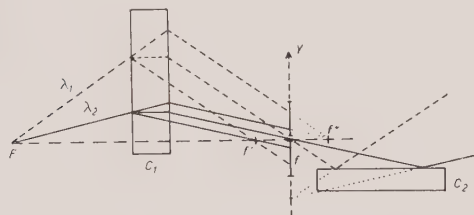


FIG. III-5. — Établissement d'une corrélation entre longueur d'onde et angle d'incidence. Application à l'obtention de profils intrinsèques de raies de réflexion.

$$\overline{FC_1} = \overline{C_1f} = 15 \text{ cm}$$

L'écart angulaire entre les rayons émergents correspondant à une onde incidente monochromatique est égal au domaine d'interférence du cristal (équation III-2-6). Il est de l'ordre de la seconde d'arc en général. L'écart angulaire entre les incidences de Bragg correspondant aux rayonnements $\text{MoK}\alpha_1$ et $\text{MoK}\alpha_2$ pour la réflexion 220 sur du silicium est d'environ 3 minutes d'arc, soit deux cents fois plus. Nous pouvons par suite faire l'approximation que les rayons émergents correspondant à une seule longueur d'onde sont parallèles entre eux.

La figure III-5 montre le trajet des rayons pour deux longueurs d'onde différentes. Nous supposons, comme nous l'avons déjà fait, que le plan réticulaire est perpendiculaire aux faces de la lame cristalline à faces parallèles. Soit F la trace du foyer linéaire sur le plan d'incidence. Pour chaque valeur de la longueur d'onde λ , la partie utile de l'onde incidente peut être assimilée à une droite issue de F . Le rayon émergent dans la direction $T_h^{(d)}$ correspondant à l'onde plane ayant l'incidence de Bragg dans le développement de Fourier de l'onde incidente passe par le symétrique f de F par rapport à un plan traversant le cristal à égale distance des deux faces, *quelle que soit la longueur d'onde*. Le rayon émergent correspondant à une onde plane du développement dont le vecteur d'onde fait un angle $\Delta\theta$ avec le vecteur d'onde de l'onde ayant l'incidence de Bragg passe, *quelle que soit la longueur d'onde*, par le point f_a de la droite \overline{Ff} défini par :

$$\text{III-4-1} \quad \overline{ff_a} = d \frac{\text{tg } \alpha}{\text{tg } \theta}$$

où, rappelons-le, d est l'épaisseur du cristal, et α l'angle du trajet avec le plan réticulaire, c'est-à-dire avec le trajet de l'onde qui est sous l'incidence de Bragg. $\text{tg } \alpha$ est lié à $\Delta\theta$ par les équations II-1-15 et III-2-11. Quand l'onde considérée décrit le domaine d'interférence du cristal, le point f_a décrit le segment $\overline{f'f''}$. f' et f'' sont les symétriques de F par rapport à la face d'entrée et à la face de sortie respectivement. Ils correspondent aux extrémités du domaine d'interférence ($\Delta\theta = \pm \infty$, $\alpha = \pm \theta$).

Si le cristal n'est pas très épais et si l'intensité d'aucun des deux champs d'ondes n'est négligeable, en chaque point f_a passent deux familles de rayons : ceux qui correspondent au champ 1 et dont l'écart avec l'incidence de Bragg est $-\Delta\theta$, et ceux correspondant au champ 2 et dont l'écart à l'incidence de Bragg est $+\Delta\theta$. Si le cristal est épais, le champ 2 devient pratiquement négligeable, comme nous l'avons vu au § II-3, et par chaque point de $\overline{f'f''}$ ne passe qu'une seule famille de rayons.

Ces résultats ont un certain nombre de conséquences pratiques :

a) si l'on veut mesurer la répartition d'énergie à la sortie du cristal, il faut placer le détecteur (film photographique ou fente fine suivie d'un compteur ou d'une chambre d'ionisation) à la focalisation. Le rapport $T_h^{(d)}$ de l'intensité par

unité de surface de la face de sortie à l'intensité incidente par unité d'angle :

$$T_{hj}^{(d)} = \frac{I_{hj}^{(d)}}{I_o}$$

ne dépend que de l'écart $\Delta\theta$ par rapport à l'incidence de Bragg et l'on a :

III-4-2

$$T_{hj}^{(d)}(\Delta\theta) = \frac{I_{hj}^{(d)}(\lambda_1)}{I_o(\lambda_1)} = \frac{I_{hj}^{(d)}(\lambda_2)}{I_o(\lambda_2)} - \dots = \frac{\int I_{hj}(\lambda) d\lambda}{\int I_o(\lambda) d\lambda}$$

L'intensité mesurée, $\int I_{hj}^{(d)}(\lambda) d\lambda$, est donc bien proportionnelle à $T_{hj}^{(d)}$ et à l'intensité totale émise par unité d'angle par la source. Si le cristal n'est pas épais, l'intensité mesurée est en réalité proportionnelle à $T_{h1}^{(d)} + T_{h2}^{(d)}$ et l'on ne peut pas séparer les contributions des deux champs d'ondes. Si le cristal est suffisamment épais, on mesurera seulement la contribution du champ 1 ;

b) une fente fine placée en un point du segment $\overline{f'f''}$ permet d'isoler, si le champ 2 peut être négligé, un faisceau de rayons polychromatiques dont la longueur d'onde et l'angle d'incidence sont tels que l'écart à l'incidence de Bragg soit le même pour tous les rayons. On a ainsi établi entre longueur d'onde et angle d'incidence une *corrélation biunivoque* de son choix (selon la valeur de $\Delta\theta$). La précision avec laquelle elle est établie ne dépend que de la largeur de la fente et, comme en pratique le foyer n'est pas rigoureusement linéaire, de la dimension latérale du foyer. Nous avons utilisé cette corrélation pour obtenir des profils intrinsèques de raies de réflexion (Authier, 1960 b).

Le phénomène de focalisation n'existe que pour les faisceaux qui se propagent dans la direction réfléchie. Les faisceaux qui se propagent dans la direction incidente sont divergents et sont issus d'un foyer virtuel situé à la distance $\frac{d}{2} \left(1 + \frac{\tan \alpha}{\tan \theta} \right)$ du foyer réel F .

III-5. Méthode expérimentale.

A. APPAREILLAGE.

Nous avons utilisé, pour les vérifications expérimentales, un spectrographe à deux cristaux et à axe horizontal.

La source de rayons X utilisée est un tube scellé, à foyer fin, de dimensions $8 \times 0,02 \text{ mm}^2$. Le tube est alimenté par une haute tension stabilisée Philips PW 1010. Une grande stabilité est nécessaire, d'une part pour obtenir des mesures absolues précises et de bons profils enregistrés et, d'autre part, pour permettre, en

mesurant l'intensité du faisceau diffracté, le contrôle de la position du cristal pendant une pose photographique de longue durée. Le rayonnement utilisé est $\text{MoK}\alpha$.

Le premier cristal est monté sur un porte-monochromateur à transmission construit de façon que l'on puisse régler le parallélisme du plan réticulaire au foyer du tube à 1 minute près.



FIG. III-6. — Porte-cristal.

Le deuxième cristal est monté sur un porte-cristal à trois axes de rotation (fig. III-6) qui permet de régler le parallélisme du plan réticulaire à l'axe de rotation du spectrographe ainsi que le parallélisme des normales aux plans réticulaires des deux cristaux à 20 secondes d'arc près environ. Il peut être utilisé soit en position de réflexion, soit en position de transmission. La position du cristal peut être lue sur le cercle du spectrographe à 20 secondes d'arc près. Une vis micrométrique permet en outre

d'ajuster à $\frac{1}{10}$ seconde près la position du cristal, en utilisant comme référence la courbe de réflexion. Pendant les enregistrements, le cristal est animé d'un mouvement de rotation de 13 secondes d'arc par minute de temps.

Un premier système de fentes permet de limiter à volonté la divergence du faisceau dans un plan parallèle à l'axe de rotation du spectrographe. Une autre fente, parallèle au foyer, est placée à la focalisation, c'est-à-dire à la même distance du premier cristal que le foyer. Elle est

réglable en position et en largeur à $\frac{1}{100}$ mm près

et permet d'isoler un pinceau dont tous les rayons ont le même écart par rapport à l'incidence de Bragg. La relation entre la position de la fente et l'écart avec l'incidence de Bragg des rayons sélectionnés est donnée par la relation III-3-2. La relation entre la précision $d(\Delta\theta)$ avec laquelle la corrélation est établie et la largeur dy de la fente est donnée par l'équation II-3-4. Si le premier cristal est un monocristal de silicium de 2,78 mm d'épaisseur, le champ 2 est négligeable et, pour une fente de 0,03 mm de large (et une largeur du foyer de 0,02 mm) la précision $d(\Delta\theta)$ est de 0,05 s. On peut ainsi isoler un pinceau très peu divergent. L'orientation de la fente est réglable.

Les faisceaux issus du deuxième cristal peuvent soit impressionner un film photographique, soit être reçus dans une chambre d'ionisation. La chambre est remplie d'argon sous une pression de deux atmosphères. Les courants produits sont amplifiés par un amplificateur continu Derveaux puis enregistrés sur un enregistreur Brown. La résistance d'entrée du préamplificateur est de 10^{11} ohms et les courants sont mesurés à $\pm 5 \times 10^{-15}$ A. Pour obtenir des mesures absolues on enlève ensuite le cristal et l'on mesure de la même manière le faisceau incident. La linéarité de l'ensemble détecteur a été vérifiée. La précision sur la mesure des intensités absolues est de 6 % environ.

Les photographies ont été prises sur du film Contact mince Kodak à grains fins. Nous avons mesuré la dimension moyenne des grains qui est de l'ordre du micron. Le film est placé à quelques millimètres de la face de sortie du deuxième cristal.

Pour pouvoir profiter de la faible divergence obtenue à l'aide de notre montage, il a fallu améliorer considérablement la stabilité mécanique. En particulier, le spectrographe, qui est

à axe horizontal et qui pèse 150 kg environ, a été équilibré et placé sur des supports de caoutchouc. On a de plus construit autour de lui une enceinte isolante thermiquement pour éviter les variations de température.

B. MONOCRISTAUX DE SILICIUM.

Nous avons effectué nos vérifications expérimentales de la théorie dynamique sur des monocristaux parfaits de silicium, sans dislocation (Dash, 1958) ⁽¹⁾ et sur des monocristaux presque parfaits ⁽¹⁾ dont la densité de dislocations varie de quelques dizaines à quelques milliers par centimètre carré. Les monocristaux parfaits sont des lamelles cristallines à faces parallèles, taillées parallèlement à (111) dans un même monocristal de 7 mm de diamètre. L'épaisseur des lamelles varie de 0,4 à 4 mm.

Les faces cristallines sont polies soigneusement avec de l'alumine sur du feutre, puis polies chimiquement (1 mn dans un mélange de 1 part FH 48 % et de 3 parts NO_3H 70 %).

Les facteurs de diffusion atomiques sont ceux calculés par Freeman (1959). Nous avons pris pour température de Debye la valeur de 660° (Collins et Fan, 1954). La valeur du coefficient massique d'absorption a été mesurée et trouvée égale à 5,91 cm²/g. Elle est en bon accord avec la valeur de 5,86 donnée par Roof (1959). Nous avons négligé la variation du facteur de forme du coefficient d'absorption en fonction de l'angle

de Bragg. Le rapport $\frac{\chi_{hi}}{\chi_{oi}}$ est en effet voisin de 1 (non compte tenu du facteur géométrique) pour la réflexion 220 que nous avons étudiée et l'influence de notre approximation ne devient sensible que pour des valeurs de μd supérieures à 6, c'est-à-dire supérieures aux valeurs correspondantes pour les cristaux que nous avons étudiés.

Ce rapport fait l'objet d'études théoriques par Wagenfeld et expérimentales par Hildebrandt dans le laboratoire du professeur G. Borrmann. Pour faire des mesures précises il faut opérer sur un cristal et avec un rayonnement tels que les valeurs de μd soient très élevées (de l'ordre de 20 à 50). Le champ 2 est alors complètement négligeable et le facteur d'absorption apparent est égal à (équations I-4-15 et I-4-18) :

(1) Nous remercions W. C. Dash qui nous a fourni des monocristaux de silicium sans dislocation et MM. Franke et Bernard qui nous ont fourni et taillé des monocristaux de silicium.

$$c \frac{2\pi k}{\gamma_0} \left(\gamma_{oi} - |C| \frac{\gamma_{hi}}{c h v} \right) d.$$

Le coefficient d'absorption minimum est :

$$\text{III-5-1} \quad \mu_m = -2\pi k (\gamma_{oi} - |C| \frac{\gamma_{hi}}{c h v}) = \mu + 2\pi k |C| \frac{\gamma_{hi}}{c h v}$$

Pour une valeur très grande de μd il n'y a pratiquement d'énergie transportée que le long du plan réticulaire ($\Delta\theta = 0$) et le coefficient d'absorption apparent est le coefficient d'absorption minimum μ_m qui permet de mesurer avec précision γ_{hi} .

III-6. Vérifications expérimentales.

Il n'est pas possible de vérifier directement, avec un montage à un seul cristal, les répartitions I_{o1} et I_{o2} (équations III-3-5) dans les faisceaux émergents dans la direction du faisceau incident, par suite du polychromatisme. Nous verrons dans le chapitre IV comment il est possible de le faire avec un montage à deux cristaux. Par suite de la focalisation, il est par contre possible de vérifier la répartition d'énergie dans le faisceau réfléchi. Pour un cristal épais, c'est la répartition I_{h1} qui est observée. Sur la figure III-4 (a) nous avons comparé à la courbe théorique les valeurs de I_{h1} mesurées en déplaçant notre fente fine, placée à la focalisation après le premier cristal, le deuxième cristal étant retiré. L'épaisseur du cristal était 2,78 mm et la largeur du faisceau issu du cristal 1,05 mm. Pour un cristal très mince, c'est $I_{h1} + I_{h2}$ que l'on observe. La figure III-4 (c) est la photographie prise à la focalisation du faisceau issu d'un cristal de 0,4 mm d'épaisseur. La trace du faisceau a 0,15 mm de large. La répartition de l'énergie, qui présente un minimum d'énergie dans la partie centrale, est tout à fait conforme à la répartition théorique de la figure III-4 (b).

IV. — MISE EN ÉVIDENCE EXPÉRIMENTALE DE LA RÉFRACTION MULTIPLE

IV-1. Introduction.

Notre but était de vérifier expérimentalement différents résultats de la théorie dynamique : séparation, à l'intérieur du cristal, des différents champs d'ondes, position de la branche de la surface de dispersion pour laquelle l'absorption est anormalement faible, répartition de l'énergie entre les champs d'ondes suivant la position des points caractéristiques, valeurs absolues de l'intensité des ondes à la sortie du cristal. La

séparation des champs d'ondes après le cristal a été observée par H. J. Altenheim et K. Molière (1954) à l'aide de la diffraction des électrons sur un cristal taillé en forme de coin ; les écarts angulaires entre les faisceaux $T_{o1}^{(d)}$ et $T_{o2}^{(d)}$, $T_{h1}^{(d)}$ et $T_{h2}^{(d)}$ sont donnés par les formules III-2-8. L'aspect qualitatif de la répartition d'énergie après le cristal a été étudié par L. C. Brown (1952) et nous avons montré dans le § III-6 que l'on peut faire des vérifications quantitatives avec un montage à un seul cristal, mais elles sont en valeur relative et limitées aux faisceaux $T_h^{(d)}$. Pour que l'on puisse séparer les champs d'ondes et faire des mesures absolues, il faut que les deux conditions suivantes soient réalisées :

- a) que les effets dus au polychromatisme de la source soient éliminés,
- b) qu'une petite région seulement de la surface de dispersion soit excitée par l'onde incidente, l'écart angulaire entre les vecteurs d'onde des ondes planes mères ne devant pas excéder 0,05 seconde d'arc.

Ces deux conditions sont réalisées simultanément par notre montage, décrit aux § III-4 et § III-5 : une fente fine f , placée à la focalisation après un premier cristal C_1 permet d'isoler un pinceau de rayons pour lesquels l'écart à l'incidence de Bragg est le même pour tous les rayons et a une valeur bien déterminée, fonction de la position de la fente, à 0,05 s près. Ce pinceau frappe alors le deuxième cristal C_2 étudié. Le film photographique P est placé à la focalisation pour le deuxième cristal, c'est-à-dire à la même distance de C_2 que la fente. Comme il n'y a pas focalisation pour les faisceaux $T_{o1}^{(d)}$, il faut que cette distance soit la plus faible possible. Le montage est illustré sur la figure IV-1 ; les distances des cristaux à la fente sont :

$$\overline{FC_1} = \overline{C_1 f} = 15 \text{ cm} ; \overline{fC_2} = \overline{C_2 P} = 1 \text{ cm}.$$

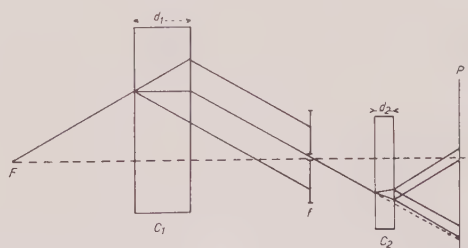


FIG. IV-1. — Montage utilisé pour la mise en évidence de la double réfraction.

$$\overline{FC_1} = \overline{C_1 f} = 15 \text{ cm} ; \overline{fC_2} = \overline{C_2 P} = 1 \text{ cm} ; d_1 = 2,78 \text{ mm} ; d_2 = 0,90 \text{ mm}.$$

Nous avons utilisé la réflexion 220 à travers des lamelles de silicium sans dislocation. Il faut que le premier cristal soit assez épais pour que le champ 2 soit négligeable, mais pas trop pour qu'il y ait suffisamment d'intensité. Nous avons choisi comme premier cristal une lamelle de 2,78 mm d'épaisseur. La figure III-4 (a) montre les répartitions d'intensités dans les faisceaux $T_{h1}^{(d)}$ et $T_{h2}^{(d)}$. Il faut d'autre part que l'épaisseur du deuxième cristal soit assez faible pour que l'intensité du champ 2 soit comparable à celle du champ 1, mais pas trop, car la séparation $2d \tan \alpha$ entre les champs d'ondes serait trop faible pour qu'on puisse les séparer : nous avons pris comme deuxième cristal une lamelle de 0,90 mm d'épaisseur. Il faut d'autre part que α , et par suite $\Delta\theta$, aient une valeur moyenne : si elle était trop petite les champs se recouvriraient et si elle était trop grande l'intensité des faisceaux serait trop faible.

Nous savons qu'il existe quatre champs d'ondes dans le cristal, donnant naissance à huit ondes à l'extérieur du cristal. Elles devraient former huit traces sur le film photographique. Mais les quatre champs d'ondes se répartissent en deux groupes, chacun des groupes comportant les deux types de polarisation. La séparation angulaire entre les composantes d'un même groupe est très faible. Pour une même valeur de l'écart $\Delta\theta$ par rapport à l'incidence de Bragg, les valeurs du paramètre η correspondant aux deux directions de polarisation sont :

IV-1-1

$$\eta^+ = \Delta\theta \frac{\pi mc^2 \sin 2\theta}{N \lambda^2 e^2 F_{hr}}; \quad \eta^- = \eta^+ \times \frac{1}{\cos 2\theta}$$

Les valeurs correspondantes de α sont données par :

IV-1-2

$$\tan \alpha^+ = \pm \frac{\eta^+}{\sqrt{1 + (\eta^+)^2}} \tan \theta_B; \quad \tan \alpha^- = \pm \frac{\eta^-}{\sqrt{1 + (\eta^-)^2}} \tan \theta_B$$

Comme l'écart $\eta^+ - \eta^-$ est faible, on peut calculer par dérivation l'écart entre les ordonnées des points d'émergence des deux composantes d'un groupe de champs d'ondes :

$$\text{IV-1-3} \quad \frac{y^+ - y^-}{y^+} = \frac{1}{1 + (\eta^+)^2} \left(\frac{1}{\cos 2\theta} - \cos 2\theta \right)$$

Pour un angle d'incidence correspondant à la largeur à mi-hauteur de la courbe de réflexion, ce rapport vaut $\frac{1}{20}$ dans le cas de la réflexion

220. Il n'est par suite pas possible d'observer la séparation entre les deux directions de polarisation et nous avons simplement mis en évidence la *double réfraction*. Dans le cas de la réflexion 440, ce rapport vaut $\frac{1}{5}$. Il est par

suite possible d'envisager la mise en évidence de la quadruple réfraction, mais les conditions de stabilité mécanique et de sensibilité des appareils de détection sont plus difficiles à réaliser que dans le cas de la double réfraction.

IV-2. Répartition de l'énergie sur la face de sortie du deuxième cristal.

Les indices de Miller du plan réticulaire et de la face d'entrée sont, pour les deux cristaux, $(\bar{1}10)$ et (111) respectivement. Les cristaux sont réglés de façon que la perpendiculaire au plan d'incidence, $[\bar{1}\bar{1}2]$, soit, pour chacun des cristaux, parallèle à l'axe de rotation du spectrographe. Le rayon qui a traversé le premier cristal sous les conditions de Bragg coupe la face d'entrée du deuxième cristal au point d'intersection O_2 de l'axe de rotation avec le plan d'incidence commun. Nous choisissons ce point comme origine et des axes $\vec{O}_2 y^2$ et $\vec{O}_2 z^2$ parallèles aux axes $\vec{O}_1 y^1$ et $\vec{O}_1 z^1$ du premier cristal, et de *même sens*, comme axes de coordonnées. Soit $\vec{O}_2 \xi$ l'intersection de la face d'entrée du deuxième cristal avec le plan d'incidence, orientée du même côté que $\vec{O}_2 y^2$ par rapport au faisceau incident issu

du premier cristal (fig. IV-2). L'angle $(\Delta\theta)_0$ entre les deux cristaux est :

$$(\Delta\theta)_0 = (\vec{O}_2 y^2, \vec{O}_2 \xi).$$

Le faisceau issu du premier cristal que nous utilisons est le faisceau $T_h^{(d)}$. Comme le champ 2 est négligeable (fig. III-4 (a)), à chaque direction

de ce faisceau correspond un rayon *unique*. Soit $(\Delta\theta)_1$ l'écart à l'incidence de Bragg de l'onde plane mère correspondante. Comme nous l'avons

Si l'on définit η_2 et η_0 par des relations analogues à III-2-II, on a également :

$$\text{IV-2-I (b)} \quad \eta_2 = \eta_0 - \eta_1$$

Soit y_1^1 l'ordonnée du point où le rayon incident entre dans le deuxième cristal. y_1^1 est relié à η_1 par la relation III-3-2. Soient y_1^2 et y_2^2 les ordonnées des points d'émergence du champ 1 et du champ 2 sur la face de sortie du deuxième cristal. Comme nous avons changé la convention de signe sur l'orientation de l'axe $\vec{O_2 y^2}$ de façon qu'il ait le même sens que $\vec{O_1 y^1}$, les équations III-3-2 s'écrivent maintenant :

$$\text{IV-2-2 (a)} \quad y_1^2 - y_1^1 = \frac{\eta_2}{\sqrt{1 + \eta_2^2}} d_2 \operatorname{tg} \theta_B$$

$$\text{IV-2-2 (b)} \quad y_2^2 - y_1^1 = \frac{-\eta_2}{\sqrt{1 + \eta_2^2}} d_2 \operatorname{tg} \theta_B.$$

Ces relations peuvent se mettre sous la forme :

$$\text{IV-2-3 (a)}$$

$$y_1^2 = \left(\frac{\eta_2}{\sqrt{1 + \eta_2^2}} d_2 - \frac{\eta_1}{\sqrt{1 + \eta_1^2}} d_1 \right) \operatorname{tg} \theta_B$$

$$\text{IV-2-3 (b)}$$

$$y_2^2 = - \left(\frac{\eta_2}{\sqrt{1 + \eta_2^2}} d_2 + \frac{\eta_1}{\sqrt{1 + \eta_1^2}} d_1 \right) \operatorname{tg} \theta_B,$$

Si la fente placée entre les deux cristaux a une largeur dy_1^1 , les largeurs des pinceaux correspondant aux deux champs d'ondes sont données, à la sortie du deuxième cristal, par :

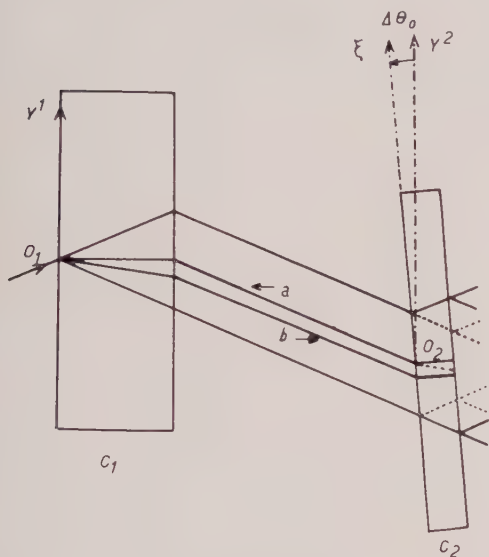


FIG. IV-2. — Trajets de l'énergie à l'intérieur du cristal.

En traits pleins : champ 1 ; en traits pointillés : champ 2.

Le pinceau (a), qui a traversé le cristal C_1 sous les conditions de Bragg, est dédoublé dans le cristal C_2 si C_1 et C_2 font entre eux un angle $(\Delta\theta)_0$ non nul. C'est le pinceau b) qui traverse C_2 sous les conditions de Bragg. Pour la clarté de la figure on n'a pas représenté les pinceaux émergents correspondant aux trajets a) et b).

vu au § III-2, l'angle de ce rayon émergent avec le rayon émergent pour lequel

$$(\Delta\theta)_1 = 0$$

est $-(\Delta\theta)_1$ (équ. III-2-7 (b)). On en déduit l'écart $(\Delta\theta)_2$ à l'incidence de Bragg de ce rayon sur le deuxième cristal :

$$\text{IV-2-I (a)} \quad (\Delta\theta)_2 = (\Delta\theta)_0 - (\Delta\theta)_1$$

$$\frac{dy_1^2}{dy_1^1} = \frac{dy_1^2}{dy_1^1} \times \frac{d\eta_1}{d\eta_1} = - \left[\frac{d_2}{(1 + \eta_2^2)^{\frac{3}{2}}} + \frac{d_1}{(1 + \eta_1^2)^{\frac{3}{2}}} \right] \operatorname{tg} \theta_B \frac{d\eta_1}{d\eta_1}$$

$$\frac{dy_2^2}{dy_1^1} = \left[\frac{d_2}{(1 + \eta_2^2)^{\frac{3}{2}}} - \frac{d_1}{(1 + \eta_1^2)^{\frac{3}{2}}} \right] \operatorname{tg} \theta_B \frac{d\eta_1}{d\eta_1}$$

Il vient, en tenant compte de III-3-2 :

$$\text{IV-2-4 (a)} \quad dy_1^2 = \left[1 + \left(\frac{1 + \eta_1^2}{1 + \eta_2^2} \right)^{\frac{\alpha}{2}} \right] \frac{d_2}{d_1} dy_1^1$$

$$\text{IV-2-4 (b)} \quad dy_2^2 = \left[1 - \left(\frac{1 + \eta_1^2}{1 + \eta_2^2} \right)^{\frac{\beta}{2}} \right] \frac{d_2}{d_1} dy_1^1.$$

Dans le cas particulier où les deux cristaux sont parallèles ($\eta_2 = -\eta_1$), ces deux expressions se

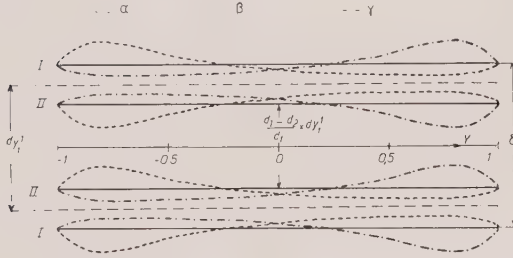


FIG. IV-3. — Variation de l'épaisseur des pinceaux à l'intérieur du deuxième cristal en fonction de la position de la fente.

Les courbes doivent être associées par paires (en traits pleins, pointillés et interrompus) et la distance entre les composantes d'une paire représente la largeur de la trace du pinceau.

La largeur des pinceaux correspondant au champ 1 est plus grande que la largeur dy_1^1 de la fente. Celle des pinceaux correspondant au champ 2 est plus petite que dy_1^1 .

$\alpha : (\Delta\theta)_o = 0,44 \text{ s.} ; \beta : (\Delta\theta)_o = 0 \text{ s.} ; \gamma : (\Delta\theta)_o = -0,5 \text{ s.} ;$

$\delta : \frac{d_1 + d_2}{d_1} dy_1^1 ; \text{I : champ 1 ; II : champ 2.}$

simplifient et la largeur des faisceaux correspondant aux deux champs d'ondes est constante, quelle que soit la position de la fente :

$$\text{IV-2-5} \quad dy_1^2 = \left(1 + \frac{d_2}{d_1} \right) dy_1^1 ; dy_2^2 = \left(1 - \frac{d_2}{d_1} \right) dy_1^1$$

TABLEAU IV-I.

**Épaisseur des pinceaux à l'intérieur
du deuxième cristal
lorsque les deux cristaux sont parallèles.**

| | Épaisseur théorique (mm) | Épaisseur expérimentale (mm) |
|--------------|--------------------------------|------------------------------------|
| Champ 1..... | 0,060 | 0,07 |
| Champ 2..... | 0,0325 | 0,035 |

Sur la figure IV-3 nous avons représenté en fonction de la position de la fente les variations de

dy_1^2 et de dy_2^2 pour trois valeurs de $(\Delta\theta)_o$: — 0,5 s ; 0 s et 0,44 s. La largeur du pinceau correspondant au champ 1 est plus large que la fente et le pinceau correspondant au champ 2 est plus étroit. L'énergie du champ 1 s'étale sur une largeur $2(d_1 + d_2) \text{ tg } \theta_B$ alors que celle du champ 2 est concentrée sur une largeur $2(d_1 - d_2) \text{ tg } \theta_B$. On pouvait le remarquer directement sur la figure IV-2.

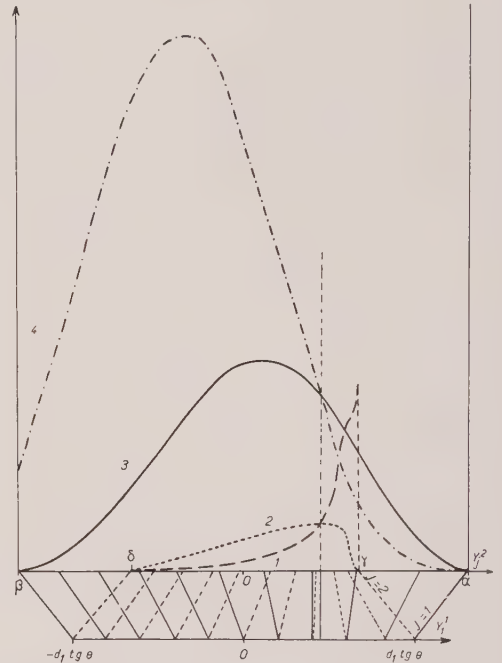


FIG. IV-4. — Répartition de l'énergie par centimètre carré sur la face de sortie du deuxième cristal.

$d_1 = 2,78 \text{ mm}, d_2 = 0,90 \text{ mm} ; (\Delta\theta)_o = -0,5 \text{ s.}$

$\alpha : (d_1 + d_2) \text{ tg } \theta ; \beta : -(d_1 + d_2) \text{ tg } \theta ; \gamma : (d_1 - d_2) \text{ tg } \theta ;$

$\delta : -(d_1 - d_2) \text{ tg } \theta.$

1) I_{o2}^2 ; 2) I_{h2}^2 ; 3) I_{h1}^2 ; 4) I_{o1}^2 . Les indices o et h indiquent que les faisceaux émergents ont respectivement la direction incidente et la direction réfléchie. L'indice inférieur représente le numéro du champ d'ondes. L'indice supérieur rappelle que l'on s'intéresse au deuxième cristal.

L'échelle horizontale inférieure représente le faisceau issu du premier cristal. L'échelle horizontale supérieure représente le faisceau issu du deuxième cristal.

— En traits pleins : trajet du champ 1.

— En traits pointillés : trajet du champ 2.

On remarquera que le domaine de variation de I_{h1}^2 et de I_{o1}^2 correspond à la largeur $2(d_1 + d_2) \text{ tg } \theta_B$ du faisceau émergent dû au champ 1 et qu'il en est de même pour I_{h2}^2 et I_{o2}^2 et la largeur $2(d_1 - d_2) \text{ tg } \theta_B$ du faisceau dû au champ 2.

L'intensité par unité de longueur (au sens du § III-3) sur la face de sortie est liée à l'intensité par unité de longueur sur la face de sortie du premier cristal par :

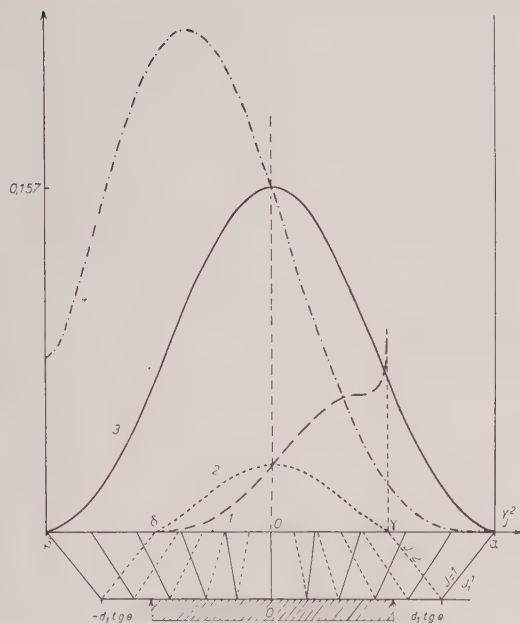


FIG. IV-5 a. — Répartition de l'énergie par centimètre carré sur la face de sortie du deuxième cristal. $(\Delta\theta)_0 = 0$ s. Voir la légende de la figure IV-4.

IV-2-6

$$\frac{I_{mj}^2(y_j^2) dy_j^2}{I_{h1}^2(y_1^2) dy_1^2} = \frac{|\vec{D}_{mj}^{(d)}|^2}{|\vec{D}_o^{(a)}|^2}; m = o, h; j = 1, 2$$

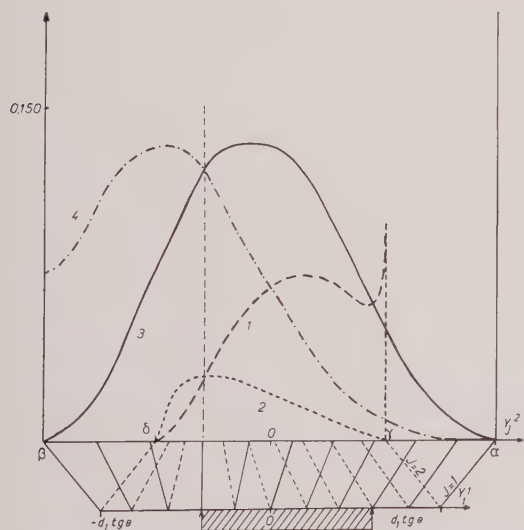


FIG. IV-6 a. — Répartition de l'énergie par centimètre carré sur la face de sortie du deuxième cristal $(\Delta\theta)_0 = 0,44$ s. Voir la légende de la figure IV-4.

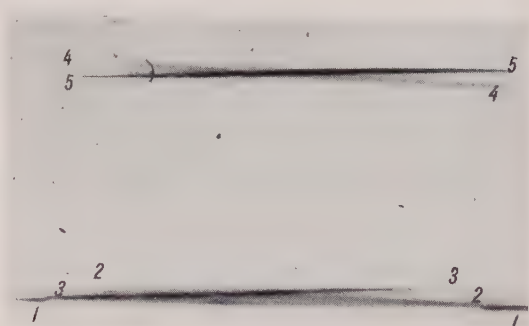


FIG. IV-5 b. — Photographie des pinceaux issus du deuxième cristal, montrant la séparation des champs d'ondes. $(\Delta\theta)_0 = 0$. Inclinaison de la fente : 6° . Le domaine angulaire balayé correspond au domaine hachuré sur la figure IV-5 a : $-0,7 < Y < 0,7$; $-1 \text{ s.} < (\Delta\theta)_2 < 1 \text{ s.}$; $\times 8$.

Les traces des faisceaux $T_{h1}^{(d)}$ et $T_{h2}^{(d)}$, $T_{o1}^{(d)}$ et $T_{o2}^{(d)}$ se coupent au milieu de la photographie : on a alors $(\Delta\theta)_2 = 0$. L'intensité du faisceau $T_{o2}^{(d)}$ est très faible pour $(\Delta\theta)_2 < 0$ et est à peine visible sur la partie gauche de la photographie.

1 : faisceau direct ; 2 : $T_{o2}^{(d)}$; 3 : $T_{o1}^{(d)}$; 4 : $T_{h2}^{(d)}$; 5 : $T_{h1}^{(d)}$.

il vient :

IV-2-7

$$I_{mj}^2(y_j^2) = I_{h1}^2(y_1^2) \frac{|\vec{D}_{mj}^{(d)}|^2}{|\vec{D}_o^{(a)}|^2} \frac{d_1}{d_1 + M \left(\frac{1 + \eta_1^2}{1 + \eta_2^2} \right)^{1/2} d_2}$$

où $M = +1$ si $j = 1$, $M = -1$ si $j = 2$, $I_{h1}^2(y_1^2)$ est donné en fonction de la position de la fente

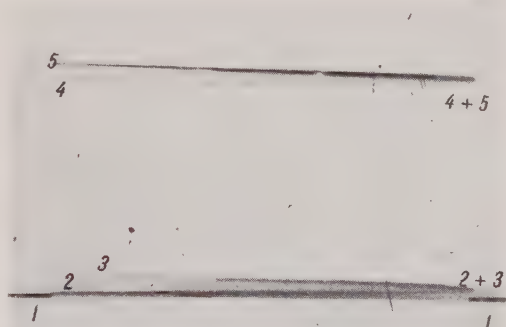


FIG. IV-6 b. — Photographie des pinceaux issus du deuxième cristal. $(\Delta\theta)_0 = 0,44$ s. Inclinaison de la fente : -4° . Le domaine angulaire balayé correspond au domaine hachuré sur la figure IV-6 a :

$$-0,4 < Y < 0,6 ; 0 < (\Delta\theta)_2 < 1,2 \text{ s.} ; \times 8.$$

On peut remarquer que les intensités par centimètre carré des faisceaux $T_{o1}^{(d)}$ et $T_{o2}^{(d)}$ sont égales lorsque $Y = -0,5$.

1 : faisceau direct ; 2 : $T_{o2}^{(d)}$; 3 : $T_{o1}^{(d)}$; 4 : $T_{h2}^{(d)}$; 5 : $T_{h1}^{(d)}$.

par l'équation III-3-5, $\frac{|\vec{D}_{mj}^{(d)}|^2}{|\vec{D}_0^{(a)}|^2}$ est donné en fonction de η_2 par III-2-10 et η_2 est lié à la position de la fente par IV-2-1 (b) et III-3-3 (b). Sur les figures IV-4, IV-5 (a) et IV-6 (a) nous avons représenté les variations des intensités par unité de surface $I_{mj}^2(y_j^2)$ pour trois valeurs de

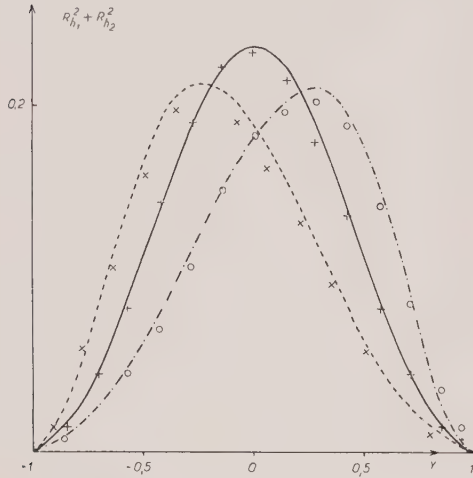


FIG. IV-7 a. — $R_{h1}^2 + R_{h2}^2$.

FIG. IV-7. — Comparaison, en valeur absolue, de la variation en fonction de la position de la fente des valeurs expérimentales et théoriques de l'intensité globale des pinceaux $T_{01}^{(d)}$ et $T_{02}^{(d)}$, $T_{h1}^{(d)}$ et $T_{h2}^{(d)}$ diffractés par le deuxième cristal, rapportées à la valeur du pinceau issu du premier cristal lorsque la fente est au centre du faisceau.

α : $\Delta\theta_0 = 0,44$ s.; β : $\Delta\theta_0 = 0$ s.; γ : $\Delta\theta_0 = -0,5$ s.

($\Delta\theta_0$) ($-0,5$ s.; 0 s.; $0,44$ s.) ainsi que les positions de la fente et schématisé les séparations correspondantes des champs d'ondes.

Pour une position donnée de la fente, l'intensité qui entre dans la chambre d'ionisation est égale à la somme des intensités I_{m1}^2 et I_{m2}^2 , intégrées sur les traces de largeur dy_1^2 et dy_2^2 des pinceaux correspondant aux deux champs. Rapportée à la valeur de l'intensité $I_{h1}^2(0)$ lorsque la fente est au centre du faisceau issu du premier cristal, cette intensité est égale à :

IV-2-8

$$R_{m1}^2 + R_{m2}^2 = \frac{I_{h1}^2(Y)}{I_{h1}^2(0)} \cdot \frac{|\vec{D}_{mj}^{(d)}|^2}{|\vec{D}_0^{(a)}|^2}; m = o, h.$$

Nous avons comparé sur les figures IV-7 (a) et IV-7 (b) les valeurs expérimentales de $R_{h1}^2 + R_{h2}^2$

et de $R_{o1}^2 + R_{o2}^2$ aux courbes théoriques représentées en fonction de la position Y de la fente, pour les trois valeurs de ($\Delta\theta_0$) : $-0,5$ s.; 0 s. et $0,44$ s.

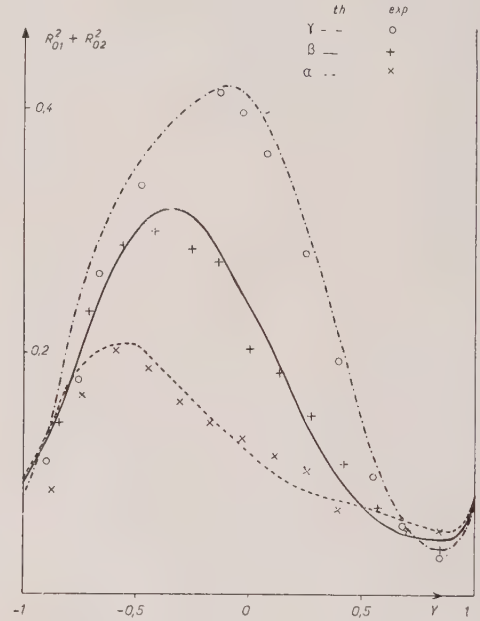


FIG. IV-7 b. — $R_{o1}^2 + R_{o2}^2$.

IV-3. Mise en évidence photographique de la séparation des champs d'ondes.

Pour une valeur ($\Delta\theta_0$) de l'angle entre les cristaux et une position donnée de la fente, la séparation entre les champs d'ondes est :

$$\text{IV-3-1} \quad 2 d_2 \operatorname{tg} \alpha = 2 d_2 \frac{\eta_2}{\sqrt{1 + \eta_2^2}} \operatorname{tg} \theta_B$$

Sur la figure IV-8 nous avons représenté les variations de la séparation entre les champs d'ondes en fonction de ($\Delta\theta_0$).

Nous avons pris plusieurs photographies (fig. IV-9 (a), IV-9 (b), IV-9 (c)) pour plusieurs valeurs de ($\Delta\theta_0$) ($-0,4$ s.; 0 s. et $0,8$ s. respectivement), la fente étant placée au centre du faisceau issu du premier cristal ($\eta_2 = \eta_0$) et parallèle à l'axe de rotation du spectrographe. La valeur de ($\Delta\theta_0$) est ajustée dans chaque cas en utilisant la courbe de réflexion comme référence. Le film photographique est placé à la focalisation après le deuxième cristal et parallèle à la face de sortie du cristal.

Les séparations des traces sont égales à 0,12 mm, 0 mm et 0,24 mm respectivement, en accord avec l'équation IV-3-1. On vérifie sur la figure IV-9 (b), pour laquelle les traces $T_{o1}^{(d)}$, $T_{o2}^{(d)}$ et $T_{h1}^{(d)}$, $T_{h2}^{(d)}$ sont confondues, que le trajet de l'énergie se fait bien le long du plan

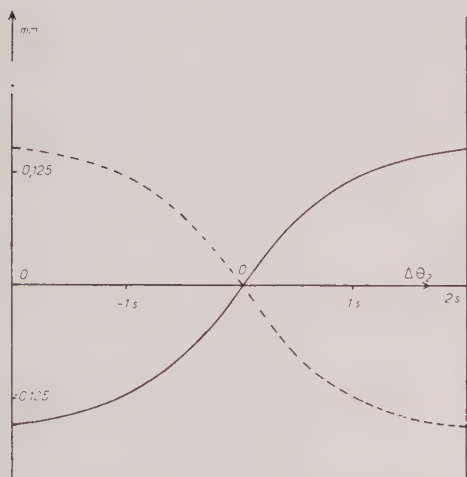
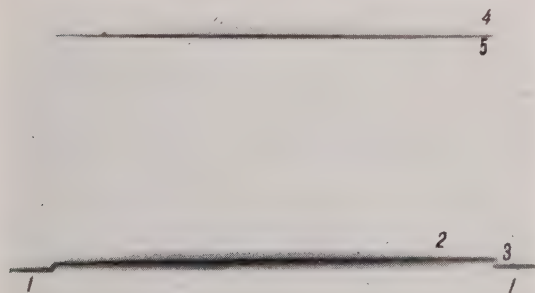
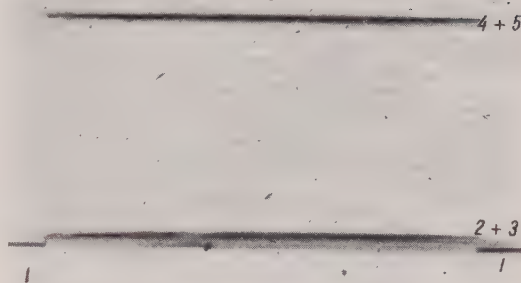


FIG. IV-8. — Variation de la séparation des champs d'ondes en fonction de l'angle d'incidence $(\Delta\theta)_2$ sur le deuxième cristal.

réticulaire lorsque les conditions de Bragg sont satisfaites. Les largeurs des traces sur les photographies sont données par les équations IV-2-4. Nous avons comparé sur le tableau IV-1 les valeurs théoriques aux valeurs expérimentales mesurées sur les figures IV-9 (a) et IV-9 (c). La largeur de la fente était 0,05 mm.



a) $(\Delta\theta)_o = -0,4$ s. Les champs 1 et 2 sont séparés dans le cristal ; les traces des faisceaux émergents dans la direction incidente et dans la direction réfléchie sont par suite dédoublées : faisceaux $T_{o1}^{(d)}$ et $T_{o2}^{(d)}$, faisceaux $T_{h1}^{(d)}$ et $T_{h2}^{(d)}$. La trace du faisceau $T_{o2}^{(d)}$ est peu intense pour $(\Delta\theta)_o < 0$. $\times 8$.



b) $(\Delta\theta)_o = 0$ s. Les trajets sont confondus le long du plan réticulaire et les traces correspondant aux deux champs d'ondes sont confondues : on observe deux traces seulement. $\times 8$.



c) $(\Delta\theta)_o = 0,8$ s. Les champs d'ondes sont séparés dans le cristal et les traces des faisceaux émergents dans les directions incidente et réfléchie sont dédoublées : on observe quatre traces. $\times 8$.

FIG. IV-9. — Photographie des pinceaux issus du deuxième cristal, la fente étant parallèle à l'axe de rotation du spectrographe. On observe, de part et d'autre des traces des pinceaux qui ont subi les phénomènes d'interférence dans le cristal, la trace de la partie du faisceau direct qui n'a pas traversé le cristal.

1 : faisceau direct ; 2 : $T_{o2}^{(d)}$; 3 : $T_{o1}^{(d)}$; 4 : $T_{h2}^{(d)}$; 5 : $T_{h1}^{(d)}$.

Le faisceau issu du premier cristal est plus long que le diamètre du deuxième cristal ; ceci explique la présence de la trace du faisceau incident de part et d'autre de la trace des faisceaux $T_{o1}^{(d)}$ et $T_{o2}^{(d)}$. On peut remarquer d'autre part que la trace du faisceau direct se prolonge à l'intérieur du cristal. Cet effet est peut-être dû à un léger défaut dans le parallélisme des plans d'incidence des deux cristaux.

Si l'on incline la fente par rapport à l'axe du spectrographe, l'angle d'incidence des rayons traversant la fente varie tout le long de celle-ci ; on peut ainsi sélectionner des rayons qui frap-

pent le deuxième cristal avec des angles d'incidence compris dans un domaine angulaire choisi à volonté et fonction de l'inclinaison de la fente et de l'angle entre les deux cristaux. Les traces observées sur les photographies lorsque la fente est inclinée illustrent la variation de la séparation des champs d'ondes en fonction de l'angle d'incidence (fig. IV-8). Soit $\vec{O_2x}$, parallèle à l'axe de rotation du spectrographe, l'axe des abscisses des courbes tracées par les pinces sur la photographie. L'équation de ces courbes est, en coordonnées paramétriques :

$$\text{IV-3-2} \quad \begin{cases} y = \pm d_2 \operatorname{tg} \theta_B \frac{\eta_0 - \eta_1}{\sqrt{1 + (\eta_0 - \eta_1)^2}}; \\ x = d_1 \frac{\eta_1}{\sqrt{1 + \eta_1^2}} \operatorname{tg} \theta_B \omega \end{cases}$$

où ω est l'inclinaison de la fente. Les traces $T_{01}^{(d)}$ et $T_{02}^{(d)}$, $T_{h1}^{(d)}$ et $T_{h2}^{(d)}$ se coupent lorsque $(\Delta\theta)_2 = 0$ ($\eta_0 = \eta_1$). Les deux champs traversent alors le cristal le long du plan réticulaire. Si les deux cristaux sont parallèles ($\eta_0 = 0$), l'équation se simplifie et l'on a simplement :

$$\text{IV-3-3} \quad y = \pm \frac{d_2}{d_1} \operatorname{tg} \omega x$$

les traces sont alors rectilignes.

C'est ce que l'on observe sur la figure IV-5 *b* qui est une photographie prise dans ces conditions : $(\Delta\theta)_0 = 0$, $\omega = 6^\circ$. Le domaine angulaire de $(\Delta\theta)_2$ est :

$$-1 \text{ s.} < (\Delta\theta)_2 < +1 \text{ s.}$$

et permet de voir l'évolution des champs d'ondes quand le rayon incident parcourt le domaine d'interférence. Les traces se coupent au milieu de la photographie ($Y = 0$, $(\Delta\theta)_2 = 0$).

La figure IV-6 *b* est une photographie prise dans les conditions : $(\Delta\theta)_0 = 0,44 \text{ s}$; $\omega = -4^\circ$. Le domaine angulaire de $(\Delta\theta)_2$ est compris entre 0 s. (lorsque les traces se coupent) et $1,2 \text{ s}$.

Les figures IV-5 (*b*), IV-6 (*b*), IV-9 (*a*), IV-9 (*b*) et IV-9 (*c*) permettent de vérifier qualitativement et quantitativement un certain nombre de résultats de la théorie dynamique sur la répartition de l'intensité du faisceau incident entre les différents champs d'ondes. Sur les figures IV-5 (*a*) et IV-6 (*a*) sont représentées les distributions d'énergie et les séparations des champs d'ondes

correspondant aux photographies IV-5 (*b*) et IV-6 (*b*). On peut voir que, qualitativement, les distributions d'énergie théoriques et expérimentales sont en bon accord.

D'après les équations III-2-10, le rapport des

intensités $\frac{I_{h1}}{I_{h2}}$ des faisceaux $T_{h1}^{(d)}$ et $T_{h2}^{(d)}$ est

le même pour $(\Delta\theta)_2 = \pm |(\Delta\theta)_2|$ lorsque η_1 ou η_0 est nul et, dans chaque cas, c'est le champ 1 qui est le plus intense. D'autre part, d'après les équations IV-3-1 et IV-3-2, les directions des deux champs d'ondes, s'échangent quand $(\Delta\theta)_2$ change de signe. Ces deux résultats se retrouvent bien qualitativement en comparant les traces des faisceaux $T_{h1}^{(d)}$ et $T_{h2}^{(d)}$ sur les figures IV-9 (*a*) et IV-9 (*c*) et sur la figure IV-5 (*b*).

Nous avons vu au § II-2 qu'en l'absence d'absorption l'énergie se répartit entre les faisceaux $T_{01}^{(d)}$ et $T_{02}^{(d)}$ de telle manière que pour $(\Delta\theta)_2 \rightarrow -\infty$ c'est le champ 1 qui se transforme progressivement dans le faisceau direct, au fur et à mesure que l'on s'éloigne du domaine d'interférence. Au contraire, lorsque $(\Delta\theta)_2 \rightarrow +\infty$ c'est le champ 2 qui est le plus intense. Ceci découle directement de l'étude de la surface de dispersion (fig. II-2). En présence d'absorption photoélectrique, le champ 1 est beaucoup moins absorbé que le champ 2 (§ II-3). Ceci a pour effet d'accentuer la prépondérance du champ 1 lorsque $(\Delta\theta)_2 < 0$. C'est pour cette raison que la trace du faisceau $T_{02}^{(d)}$ est très faible sur la photographie IV-9 *a* et sur la partie gauche de la photographie IV-5 *b*.

L'intensité du champ 2 augmente avec $(\Delta\theta)_2$. Pour une certaine valeur, positive, de $(\Delta\theta)_2$ l'intensité des deux champs est la même. Cette valeur est d'autant plus grande que μd est plus grand (elle est nulle pour $\mu d = 0$). Au-delà de cette valeur, c'est le champ 2 qui est le plus intense. Ce résultat très important de la théorie est vérifié sur les figures IV-5 (*b*) et IV-6 (*b*). L'abscisse du point pour lequel les faisceaux $T_{01}^{(d)}$ et $T_{02}^{(d)}$ ont la même intensité ainsi que la séparation correspondante des deux faisceaux sont quantitativement en bon accord avec les valeurs théoriques lues sur les figures IV-5 (*a*) et IV-6 (*a*). Sur la photographie IV-9 (*c*), la trace du faisceau $T_{02}^{(d)}$ est plus intense que celle du faisceau $T_{01}^{(d)}$ car $(\Delta\theta)_2$ est supérieur à la valeur pour laquelle les faisceaux auraient la même intensité (0,4 s). On confirme ainsi expérimentalement que la branche de la surface de dispersion pour laquelle l'absorption est la plus grande

est celle qui est située entre les asymptotes et les nœuds O et H du réseau réciproque.

Une stabilité angulaire de $\frac{1}{10}$ s environ a été assurée pendant la prise des photographies. La pose était de l'ordre de 7 heures.

V — PROFILS DES RAIES DE RÉFLEXION. — RÉFLEXIONS INTÉGRÉES.

V-1. Introduction.

Si l'on enregistre l'intensité totale des faisceaux $T_h^{(d)}$ ou $T_o^{(a)}$ reçue dans une chambre d'ionisation en fonction de l'angle d'incidence sur le cristal, animé d'un mouvement uniforme de rotation, on obtient la courbe de réflexion. Les pouvoirs réflecteurs sont, pour un faisceau incident non polarisé, et si les plans réticulaires sont perpendiculaires aux faces d'entrée et de sortie ($\gamma_o = \gamma_h = \gamma'_o = \gamma'_h$) :

$$\text{V-I-1} \quad R_o = \frac{R_o^+ + R_o^-}{2}; \quad R_h = \frac{R_h^+ + R_h^-}{2}$$

où, d'après les équations III-2-10 :

$$\text{V-I-2 (a)} \quad R_o^+ = \frac{|\vec{D}_{o1}^{(d)}|^2 + |\vec{D}_{o2}^{(d)}|^2}{|\vec{D}_o^{(a)}|^2} = \frac{ch \left[2v - \frac{2CN\lambda e^2 d F_{hi}}{\gamma_o mc^2 ch v} \right]}{2ch^2 v} e^{-\frac{\mu d}{\gamma_o}}$$

$$\text{V-I-2 (b)} \quad R_h^+ = \frac{|\vec{D}_{h1}^{(d)}|^2 + |\vec{D}_{h2}^{(d)}|^2}{|\vec{D}_o^{(a)}|^2} = \frac{ch \left(\frac{2CN\lambda e^2 d F_{hi}}{\gamma_o mc^2 ch v} \right)}{2ch^2 v} e^{-\frac{\mu d}{\gamma_o}}$$

où v est lié à l'angle d'incidence par I-4-9 et III-3-11 et R_o^+ et R_h^+ correspondent à $C = 1$, et R_o^- et R_h^- à $C = \cos 2\theta$.

Les profils des raies de réflexion sont symétriques lorsqu'il n'y a pas absorption ($F_{hi} = 0$) ; la courbe R_o présente un minimum et la courbe R_h un maximum (on a en effet $R_o + R_h = 1$). Lorsque le cristal est absorbant, la courbe de réflexion pour le faisceau $T_o^{(d)}$ est asymétrique et présente un maximum et un minimum, ce

qui se traduit par la présence d'un terme impair dans l'expression de R_o . Cette asymétrie est due au fait que le champ 2 est beaucoup plus absorbé que le champ 1. L'importance relative du maximum et du minimum dépend de la valeur de μd : pour des valeurs élevées de μd ($\mu d \geq 6$), c'est le maximum qui est important et R_o ressemble à R_h (fig. V-1 (a) et V-2 (a) ; pour des valeurs moyennes ($\mu d \sim 1$ à 2), le maximum et le minimum ont la même importance (fig. V-4 (a) et V-5 (a) ; pour de faibles épaisseurs ($\mu d < 0,5$), c'est le minimum qui est important (fig. V-3 (a)).

La largeur de la courbe R_h se modifie considérablement avec μd . Pour de faibles valeurs, le numérateur de V-1-2 (b) varie lentement en fonction de l'angle d'incidence et la courbe est large ; lorsque μd augmente, la largeur à mi-hauteur de la courbe de réflexion diminue (fig. V-1 (b) à V-4 (b), fig. V-6).

Aux extrémités du domaine d'interférence, le pouvoir réflecteur R_o tend vers $\exp(-\frac{\mu d}{\gamma_o})$ ce qui est naturel puisque le faisceau incident traverse alors le cristal sans subir de phénomènes d'interférences et en étant absorbé normalement.

Les principales difficultés rencontrées lorsqu'on veut obtenir le profil intrinsèque d'une raie de diffraction proviennent de la largeur naturelle des raies d'émission des rayons X et de la divergence des faisceaux utilisés. Par *profil intrinsèque* nous entendons en effet la courbe de réflexion d'un faisceau électromagnétique rigoureusement parallèle et monochromatique ; un tel faisceau idéal n'est pas réalisable en pratique et les profils observés sont des *profils composés*.

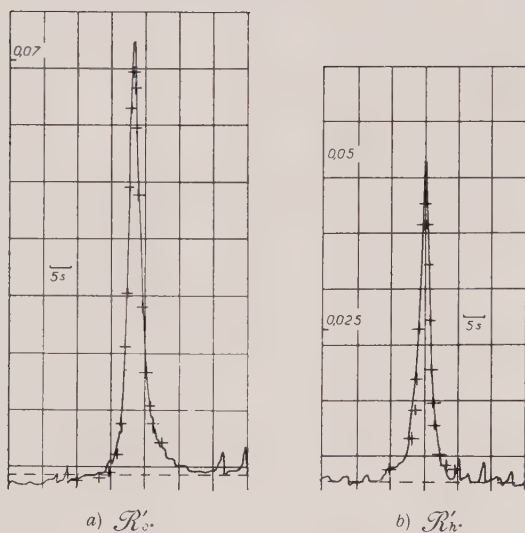


FIG. V-1. — $d_2 = 3,97$ mm.

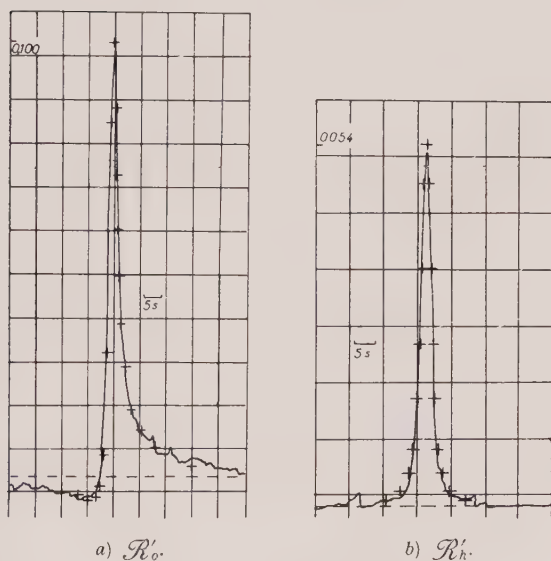


FIG. V-2. — $d_2 = 2,79$ mm.

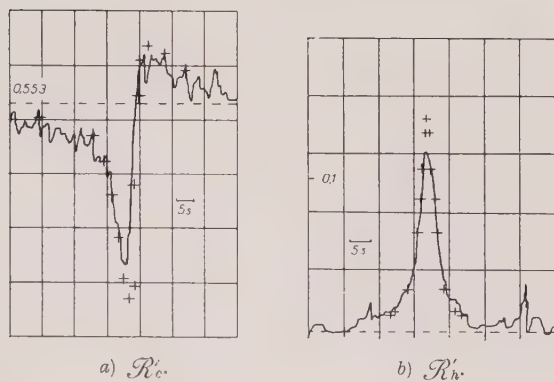


FIG. V-3. — $d_2 = 0,40$ mm.

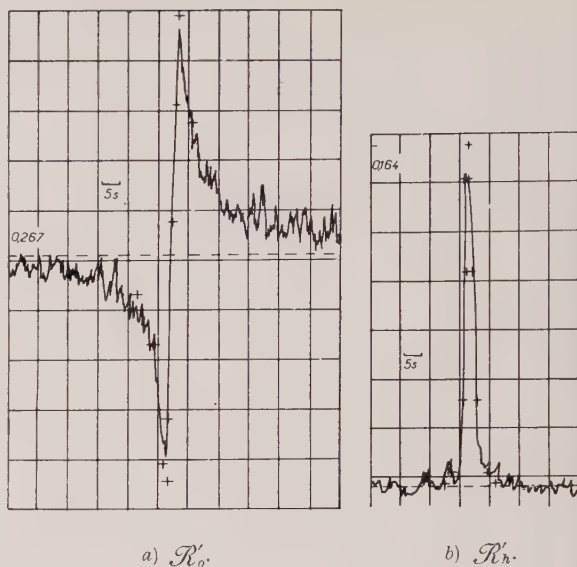


FIG. V-4. — Réflexion 220 à travers un cristal de silicium, profils composés, enregistrés en valeur absolue.

Épaisseur du monochromateur : $d_1 = 2,78$ mm.

Épaisseur du cristal : $d_2 = 0,90$ mm.

— En traits pleins : enregistrements expérimentaux.

— Croix : valeurs théoriques.

Le sens des angles croissants est de la droite vers la gauche.

FIG. V-1 à V-3. — Réflexion 220 sur des cristaux de silicium — profils composés, enregistrés en valeur absolue — influence de l'épaisseur du cristal.

Épaisseur du monochromateur par transmission : $d_1 = 0,40$ mm.

— En traits pleins : enregistrements expérimentaux.

— Croix : valeurs théoriques.

Le sens des angles croissants est de la droite vers la gauche.

V-2. Profils composés.

Le premier montage mis au point pour obtenir les profils des raies de réflexion est celui du double spectrographe dans l'agencement (1, — 1) — notation de A. Compton et S. K. Allison (1935). Le profil observé est alors le produit de composition des courbes de réflexion du deuxième cristal R_h^2 et R_o^2 avec la courbe de réflexion R_h^1 du premier cristal :

$$V-2-1 \quad \mathcal{R}_h = \frac{R_h^1 * R_h^2}{R_h^1 * 1}; \quad \mathcal{R}_o = \frac{R_h^1 * R_o^2}{R_h^1 * 1}.$$

Des profils de raies de réflexion ont été obtenues par H. N. Campbell (1951), G. Schwartz et G. L. Rogosa (1954), Brogren et Addell (1954) et L. P. Hunter (1958) à l'aide d'un compteur Geiger.

Nous avons effectué une série d'enregistrements en valeur absolue à l'aide d'un double spectrographe par transmission et d'une chambre d'ionisation (voir le § III-5). La polarisation du faisceau par le premier cristal (réflexion 220 sur du silicium, rayonnement $MoK\alpha$) est faible et nous l'avons négligée dans le calcul de R_h^2 .

Pour que la courbe expérimentale puisse être comparée à la courbe théorique, il faut réduire au maximum l'élargissement expérimental. Celui-ci peut provenir de deux causes essentielles :

- non-parallélisme des plans réticulaires des deux cristaux,
- constante de temps de l'appareillage de détection.

Nous réglons à 20 s. près environ le parallélisme des plans réticulaires du deuxième cristal à l'axe de rotation du cristal et à 1 mm près le parallélisme des plans réticulaires des deux cristaux. Puis nous diminuons considérablement la divergence longitudinale du faisceau de façon à rendre négligeable l'influence du petit écart au parallélisme qui subsiste.

L'influence de la constante de temps de l'appareillage de détection et d'enregistrement se traduit par un élargissement de la raie d'autant plus grand que la valeur du pic est plus élevée. Si $A(\Delta\theta)$ est la fonction instrumentale caractéristique, la fonction à laquelle il faut comparer la courbe expérimentale est en fait :

$$V-2-2 \quad \mathcal{R}'(\Delta\theta) = \frac{\mathcal{R} * A}{A * 1}$$

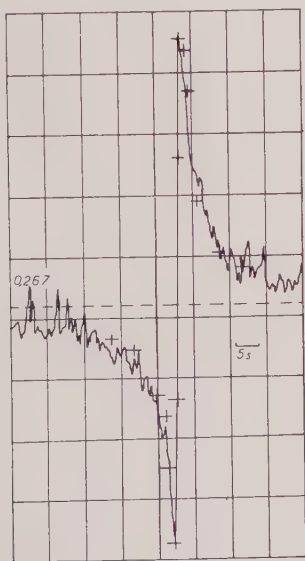


FIG. V-5 a.

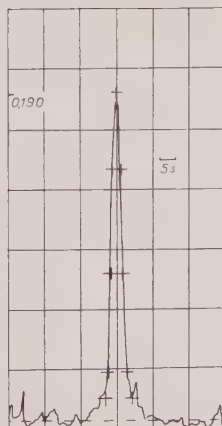


FIG. V-5 b.

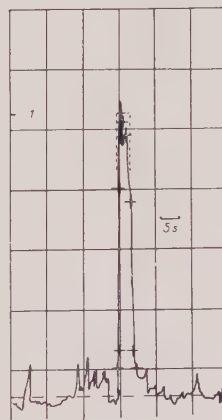


FIG. V-5 c.

FIG. V-5. — Profils intrinsèques de la réflexion 220, enregistrés en valeur absolue.

— En traits pleins : enregistrements expérimentaux.
— Croix : valeurs théoriques.

a) Transmission à travers un cristal de 0,90 mm d'épaisseur : R_o' .

b) Transmission à travers un cristal de 0,90 mm d'épaisseur : R_h' .

c) Réflexion sur un cristal de silicium; en traits pointillés le domaine de réflexion totale pour un cristal sans absorption.

La fonction $A(\Delta\theta)$ est déterminée expérimentalement en appliquant la propriété fondamentale des produits de composition :

$$A(\Delta\theta) = A * \delta$$

où δ est la mesure de Dirac.

Sur les figures V-1 à V-3 nous avons comparé les valeurs théoriques de \mathcal{R}'_o et de \mathcal{R}'_h aux enregistrements expérimentaux pour des cristaux d'épaisseurs 3,95 mm, 2,79 mm et 0,40 mm, le premier cristal ayant une épaisseur de 0,40 mm, et sur les figures V-4 (a) et (b) nous avons comparé les enregistrements de \mathcal{R}'_o et de \mathcal{R}'_h pour un cristal de 0,90 mm d'épaisseur, le monochromateur ayant une épaisseur de 2,78 mm.

Les cristaux utilisés comme monochromateur sont sans dislocation et les autres cristaux contiennent peu ou pas de dislocations. Tous étaient polis soigneusement et l'accord entre théorie et expérience est en général bon.

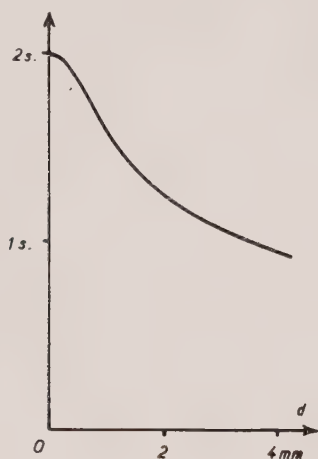


FIG. V-6. — Variation de la largeur à mi-hauteur de R_h en fonction de l'épaisseur (réflexion 220 du silicium, rayonnement $\text{MoK}\alpha$).

V-3. Profils intrinsèques.

Dans le montage en double spectrographe le profil étudié est composé par une courbe dont la largeur à mi-hauteur est du même ordre de grandeur. Une amélioration importante a été apportée par M. Renninger (1955) avec le montage en triple spectrographe dans l'agencement $(n, n, \pm 1)$. Le troisième cristal isole, dans le faisceau divergent issu du deuxième cristal, un pinceau presque parallèle et dont la composition spectrale est très étroite. Le profil observé

est le produit de composition du profil intrinsèque par une courbe trois à quatre fois plus étroite. Cette méthode a été appliquée à la réflexion sur des cristaux de silicium par Boubakova et al. (1960).

Le montage que nous avons décrit aux §§ III-4 et III-5 (fig. III-5) et que nous avons utilisé pour la mise en évidence de la séparation des champs d'ondes nous permet de serrer de très près le profil intrinsèque grâce à l'établissement d'une corrélation beaucoup plus précise entre l'angle d'incidence et la longueur d'onde : le profil observé est le produit de composition de la courbe de réflexion par une courbe 40 fois plus étroite. La précision avec laquelle la corrélation est établie est donnée par l'équation III-3-4. Lorsque la fente est placée au milieu du faisceau issu du premier cristal, cette précision est égale à :

$$\text{V-3-1} \quad d(\Delta\theta) = \frac{K F_h \lambda}{2 \pi \sin 2\theta d_1} dy_1^1.$$

où dy_1^1 est la largeur de la fente.

Les rayons issus de la fente satisfont tous alors la condition de Bragg sur le premier cristal. Si le deuxième cristal est de même nature que le premier et si les plans réticulaires ont les mêmes indices que ceux du premier, les rayons ont tous le même écart à l'incidence de Bragg pour le deuxième cristal et on peut lui appliquer une relation analogue à III-4-2 : le pouvoir réflecteur est le même pour tous les rayons et la courbe enregistrée est le profil intrinsèque, à la divergence de 0,05 s près du faisceau incident.

Nous avons vérifié la précision de la corrélation que nous avons établie en enregistrant les courbes de réflexion des faisceaux *transmis* à travers un cristal de silicium de 0,90 mm d'épaisseur, sans dislocation, et la courbe de réflexion sur un cristal de silicium presque parfait, contenant 3 000 dislocations par centimètre carré. Dans ce dernier cas la région du cristal éclairée par les rayons X avait une surface de $0,15 \times 2 \text{ mm}^2$ et n'était coupée en moyenne que par une seule dislocation. Les faces cristallines étaient polies soigneusement. Sur la figure V-5 nous avons représenté en valeur absolue les enregistrements expérimentaux et les valeurs théoriques des pouvoirs réflecteurs ⁽¹⁾.

(1) Nous remercions le professeur G. Borrmann de nous avoir signalé que K. Kohra a obtenu, dans son laboratoire, une courbe de réflexion intrinsèque sur le silicium par une méthode analogue (travail non publié).

On comparera les enregistrements intrinsèques V-5 (a) et V-5 (b) aux enregistrements V-4 (a) et V-4 (b) des mêmes profils de réflexion, mais composés avec la courbe de réflexion d'un cristal de 2,78 mm d'épaisseur. Les largeurs de raies sont indiquées dans le tableau V-I.

TABLEAU V-I.

**Largeur à mi-hauteur de la raie
de réflexion R_h 220 — $d_2 = 0,90$ mm.**

| | Profil composé ($d_1 = 2,78$ mm) | Profil intrinsèque |
|---------------------------|---|-----------------------|
| Valeurs théoriques. . . . | 2,46 s. | 1,62 s. |
| Valeurs expérimentales. | 3 s. | 2 s. |

V-4. Réflexions intégrées.

Nous avons étudié l'aire sous la courbe R_h . Son expression est donnée par la relation :

$$V-4-1 \quad R_{ih} = \frac{R_{ih}^+ + R_{ih}^-}{2}$$

où

$$V-4-2 \quad R_{ih}^{+, -} = \frac{CN \lambda^2 e^2 F_{hi} e^{-\frac{\mu d}{\sin \theta}}}{2 \pi m c^2 \sin 2 \theta} \int_0^\infty \frac{ch \left(\frac{2 CN \lambda e^2 F_{hi} d}{m c^2 \sqrt{1 + \eta^2}} \right)}{1 + \eta^2} d\eta$$

Nous avons effectué graphiquement l'intégration, qui doit être refaite pour chaque valeur de l'épaisseur. N. Kato (1955) en a donné une expression analytique en représentant R_{ih} par la somme d'une série entière faisant intervenir des fonctions de Bessel.

L'utilisation des montages décrits aux §§ V-2 et V-3 n'est pas nécessaire lorsque l'on s'intéresse seulement à l'intensité intégrée sous la courbe. Comme ils exigent des réglages délicats, nous avons préféré utiliser un monochromateur par réflexion pour l'étude de la variation de l'intensité intégrée en fonction de l'épaisseur de l'échantillon et de la nature du plan réticulaire. Nous avons comparé en valeur absolue dans le

tableau V-II les intensités théoriques et expérimentales. On voit que l'accord se fait à moins de 10 % près et l'on peut dire que, au moins pour des densités de dislocations inférieures à 3×10^8

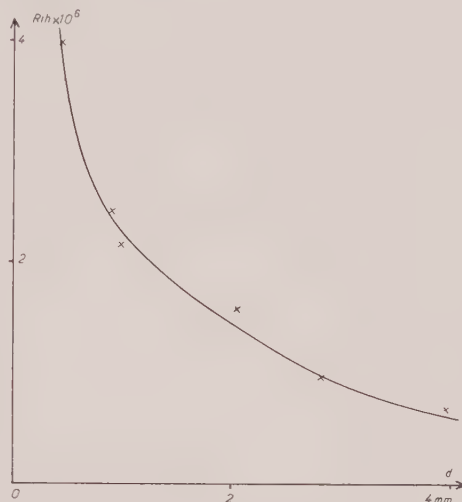


FIG. V-7. — Variation de l'intensité intégrée absolue en fonction de l'épaisseur du cristal (réflexion 220 sur du silicium).

— Courbe en traits pleins : valeurs théoriques.
— Croix : valeurs expérimentales.

par centimètre carré la théorie dynamique permet d'interpréter les valeurs expérimentales de l'intensité intégrée. Les dislocations ont été dénombrées par attaque chimique et par observation de leurs images dans les faisceaux $T_o^{(d)}$ et $T_h^{(d)}$ à la sortie du cristal (Authier, 1960 c). Pour tous les échantillons consignés dans le tableau V-II, nous avons vérifié par la méthode photographique que les traces des faisceaux réfléchis étaient homogènes en dehors des fines traînées dues aux dislocations. Sur la figure V-7, nous avons comparé aux valeurs expérimentales la variation théorique de l'intensité intégrée pour la réflexion 220 en fonction de l'épaisseur de l'échantillon.

TABLEAU V-II.

| d (mm) | hkl | $R_{th} \times 10^6$ (val. exp.) | $R_{th} \times 10^6$ (val. théor.) | Densité de dislocations |
|----------|-------|-------------------------------------|---------------------------------------|----------------------------|
| 0,420 | 220 | 4,05 | 3,93 | 0 |
| 0,875 | 220 | 2,46 | 2,41 | quelques centaines |
| 0,975 | 220 | 2,16 | 2,24 | quelques dizaines |
| 0,975 | 440 | 0,83 | 0,764 | quelques dizaines |
| 0,975 | 422 | 1,00 | 1,05 | quelques dizaines |
| 2,035 | 220 | 1,58 | 1,45 | 3×10^3 |
| 2,78 | 220 | 0,99 | 1,01 | 0 |
| 3,95 | 220 | 0,69 | 0,638 | $2,5 \times 10^3$ |
| 3,95 | 111 | 0,34 | 0,350 | $2,5 \times 10^3$ |

VI. — CONCLUSION

Le développement de la théorie dynamique s'est effectué en deux étapes principales. Au cours de la première, les travaux de P. P. Ewald et de M. von Laue ont conduit à la surface de dispersion et ses propriétés et à l'évaluation de l'intensité globale des faisceaux diffractés $T_o^{(d)}$ et $T_h^{(d)}$ en fonction de la position du cristal par rapport au faisceau incident. A la suite d'autres auteurs (Schwartz et Rogosa, Brogren et Addell), nous avons étudié quantitativement la variation en fonction de l'angle d'incidence des pouvoirs réflecteurs dans les directions $T_o^{(d)}$ et $T_h^{(d)}$. A l'aide d'un double spectrographe par transmission et d'une chambre d'ionisation, nous avons vérifié en valeur absolue l'évolution des profils de raies de réflexion et des intensités intégrées en fonction de l'épaisseur du cristal et de la nature de la réflexion.

La théorie était basée jusqu'alors sur l'hypothèse de l'onde plane incidente infinie et ne tenait pas compte des conditions aux limites latérales. Elle ne permettait pas, telle que, de connaître la distribution de l'énergie dans les cristaux dans le cas des ondes réelles. Au cours de la deuxième étape, les travaux de G. Borrmann et de ses collaborateurs et de N. Kato ont montré que les champs d'ondes se séparent dans le cristal et permis de calculer la répartition de l'énergie. Nous avons mis en évidence cette séparation dans le cristal des champs d'ondes correspondant à une même direction de polarisation et vérifié quantitativement la répartition d'énergie à la sortie du cristal. Nous avons d'autre part calculé la distribution d'énergie dans les faisceaux après le deuxième cristal dans un montage à deux cristaux et vérifié en grandeur absolue cette distribution d'énergie. Ces expériences nous ont permis de vérifier en même temps un certain nombre de propriétés de la surface de dispersion, établies par M. von Laue.

Nous avons mis au point pour cela un montage par lequel on établit une corrélation biunivoque presque parfaite entre l'angle d'incidence et la longueur d'onde des rayons d'un pinceau. Ce montage nous a permis de serrer de très près les profils intrinsèques des raies de réflexion.

L'utilisation de cette corrélation doit permettre de vérifier dans l'avenir un certain nombre d'autres propriétés de la théorie dynamique : séparation des champs d'ondes correspondant à des directions de polarisation différentes, séparation des champs d'ondes dans le cas de la réflexion (cas de Bragg), etc... elle doit permettre également l'étude de la diffraction des rayons X par des cristaux légèrement déformés.

BIBLIOGRAPHIE

- ALTENHEIM, H. J. et MOLIÈRE, K. (1954). — *Z. Phys., Dtsch.*, 139, 103.
 AUTHIER A. (1960, a). — *C. R. Acad. Sci. Paris*, 251, 2003.
 AUTHIER A. (1960, b). — *C. R. Acad. Sci. Paris*, 251, 2502.
 AUTHIER, A. (1960, c). — *J. Phys. Radium*, Fr., 21, 655.
 AUTHIER A. (1961). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.* (sous presse).
 BORN, M. et WOLF E. (1959). — *Principles of Optics*.
 BORRMANN, G. (1950). — *Z. Phys., Dtsch.*, 127, 297.
 BORRMANN, G. (1951). — *Naturwissenschaften*, Dtsch., 38, 330.
 BORRMANN, G. (1954). — *Z. Kristallogr., Dtsch.*, 106, 109.
 BORRMANN, G. (1955). — *Naturwissenschaften*, Dtsch., 42, 67.
 BORRMANN, G., HILDEBRANDT, G. et WAGNER, E. H. (1955). — *Z. Phys., Dtsch.*, 142, 406.
 BROGREN, G. et ADDELL, Ö. (1954). — *Ark. Fys.*, Sverige, 9, 1.
 BROWN, L. C. (1952). — M. A. Thesis, Florida State University : The anomalous transmission of X-rays through calcite.
 BUBAKOVA, DRAHOKOUPIL, FINGERLAND (1960). — *Czechosl. J. Phys.*, 3, 255.
 CAMPBELL, H. N. (1951). — *Acta Cryst.*, 4, 180.
 COLLINS et FAN (1954). — *Phys. Rev., U. S. A.*, 93, 674.
 COMPTON, A. and ALLISON, S. K. (1935). — X-Rays in theory and experiment.

- DARWIN, C. G. (1914). — *Philos. Mag.*, G. B., 27, 315.
- DASH, W. C. (1958). — *J. appl. Phys.*, U. S. A., 29, 736.
- EWALD, P. P. (1917). — *Ann. Phys.*, Dtsch., 54, 519.
- EWALD, P. P. (1958). — *Acta Cryst.*, 11, 888.
- FREEMAN, A. J. (1959). — *Acta Cryst.*, 12, 261.
- HUNTER, L. P. (1958). — *Proc. Kon. nederl. Akad. Wetensch.* Ser. B, 61, 214.
- KATO, N. (1955). — *J. phys. Soc. Jap.*, 10, 46.
- KATO, N. (1958). — *Acta Cryst.*, 11, 885.
- KATO, N. and LANG, A. (1959). — *Acta Cryst.*, 12, 787.
- KATO, N. (1960, a). — *Z. Naturforsch.*, Dtsch., 15 A, 369.
- KATO, N. (1960, b). — *Acta Cryst.* (sous presse).
- KATO, N. (1960, c). — *Acta Cryst.*, 13, 349.
- LAUE, M. VON (1931). — *Naturwissenschaften*, Dtsch., 10, 133.
- LAUE, M. VON (1949). — *Acta Cryst.*, 2, 106.
- LAUE, M. VON (1952). — *Acta Cryst.*, 5, 619.
- LAUE, M. VON (1960). — *Röntgenstrahl-Interferenzen*.
- LAVAL, J. (1960). — Cours professé au Collège de France.
- RENNINGER, M. (1955). — *Acta Cryst.*, 8, 597.
- ROOF, R. B. (1959). — *Phys. Rev.*, U. S. A., 113, 826.
- SCHWARTZ, G. and ROGOSA, G. L. (1954). — *Phys. Rev.*, U. S. A., 95, 951.
- WAGNER, E. H. (1956). — *Z. Phys.*, Dtsch., 146, 127.
- WAGNER, E. H. (1959). — *Z. Phys.*, Dtsch., 154, 352.
-

COURTES NOTES

Bull. Soc. franç. Minér. Crist.
(1961). LXXXIV, 90-1.

La devillite et la spangolite de Corse. Les minéraux associés

par R. PIERROT et P. SAINTFELD,
B. R. G. M., Paris.

Ces minéraux d'oxydation ont été découverts, soit dans les indices pyrito-cuprifères de la zone des schistes lustrés, soit dans le gîte plombo-zincifère de la Finosa, en bordure immédiate de la « Corse granitique ».

Indices pyrito-cuprifères.

Ces indices constituent des petits amas lenticulaires dans les prasinites (Cardo, Lancone) ou des filons dans des euphotides (Erone) ou des spilites (Vezzani). Le minerai primaire est essentiellement pyriteux avec accessoirement chalcoppyrite, bornite et cuivre gris.

La chalcanthite a été rencontrée en enduits vert foncé, mamelonnée sur la roche encaissante à l'entrée d'une petite attaque inférieure à Lancone. Les indices d'Erone ont montré des géodes contenant brochantite et malachite dans une gangue quartzreuse. De très beaux échantillons de devillite, associée avec brochantite, ont été trouvés à Vezzani, au toit de la galerie inférieure droite, au niveau de la route, à quelques dizaines de mètres de l'entrée.

La devillite se présente en stalactites bleu turquoise atteignant en moyenne dix à douze centimètres de longueur. Certains spécimens souvent recouverts de brochantite peuvent atteindre vingt centimètres. Très fragiles, ces stalactites sont généralement creux ; leur cassure a une belle couleur turquoise pâle, à éclat nacré et montrant le clivage parfait (001) de la devillite.

En lumière transmise la devillite est bleu très pâle, presque incolore, sans pléochroïsme apparent dans le plan de clivage ; l'extinction est très légèrement oblique par rapport à l'allongement

($0 \simeq 1^\circ$). Biaxe négatif : $2V = 37^\circ \pm 2^\circ$, $ng = 1,656 \pm 0,001$, $nm = 1,652 \pm 0,001$, np (calculé) = 1,62.

L'analyse microchimique qualitative révèle la présence de SO_4 , Cu, Ca ; l'analyse spectrographique confirme ces résultats et note la présence de zinc.

Analyse (sur 90 mg) M. BARBELET et H. VACHEY.

| | % en poids | Rap. moléculaire | |
|--------------|------------|------------------|------|
| SO_3 | 24,56 | 0,306 | 2,00 |
| CuO..... | 48,80 | 0,613 | 4,03 |
| CaO..... | 8,57 | 0,152 | 1,00 |
| ZnO..... | 0,95 | 0,011 | |
| H_2O | 15,92 | 0,884 | 5,82 |
| ins..... | 1,00 | | |
| Total..... | 99,80 | | |

La formule obtenue à partir de cette analyse confirme celle donnée pour la devillite d'Herrengrund : $(SO_4)_2Cu_4Ca(OH)_6 \cdot 3H_2O$.

La courbe d'analyse thermopondérale présente trois pertes en poids nettes entre 150 et 400°, un palier de 400 à 700° et une nouvelle perte en poids à 700° correspondant probablement à la décomposition avec départ de SO_2 . Le spectre de poudre aux rayons X concorde bien avec celui de la devillite d'Herrengrund (tableau I).

Gîte plombo-zincifère de la Finosa.

Il s'agit d'un gîte de substitution dans les tufs séréciteux du synclinal de Pajanello, en bordure du granite protoginisé de Ghisoni. Il présente une zonalité verticale marquée par : Cu, Ag, Co au sommet, Pb largement dominant, Zn vers la base.

Le minerai primaire, essentiellement constitué de blende et galène, contient également de la bornite, du cuivre gris cobaltifère avec chalcoppyrite et linnéite accessoires. Quelques minéraux de céméntation, chalcocite, covellite et stromeyerite ont été reconnus. La tranchée supérieure de Scaffo à un kilomètre au Nord a montré la présence d'azurite, malachite, brochantite et bayldonite.

Le quartier principal de Fontana Rossa au sud a fourni de la biebérite en enduits rose très pâle sur le parement droit de la carrière principale.

Dans l'escarpement de la voie de niveau cote 600, nous avons pu déterminer la spangolite ($\text{Cu}_6\text{AlSO}_4(\text{OH})_{12}\text{Cl}_3\text{H}_2\text{O}$). Elle se présente en croûtes cristallines formées de cristaux hexagonaux très aplatis d'environ un quart de millimètre. Les cristaux accolés forment des croûtes homogènes de quelques centimètres carrés. La couleur est vert malachite légèrement bleuté, éclat vitreux, généralement assez terne; clivage (0001) parfait.

En lumière transmise, la spangolite apparaît vert clair, fortement pléochroïque, uniaxe négatif.

n_o vert foncé $1,680 \pm 0,002$

n_e vert pâle bleuté $1,638 \pm 0,002$.

L'analyse microchimique montre la présence de Cu, Al, SO_4 et Cl. Le spectre de poudre est identique à celui de la spangolite de Tintic (Utah) (tableau I).

C'est la première fois que la devillite est signalée en France, où la spangolite avait déjà été rencontrée à Trébas (Tarn).

TABLEAU I.

- 1) Devillite, double monochromateur, Seeman Bohlin transmission, chambre 180 mm.
2) Spangolite, Debye Scherrer, chambre 240 mm.

| | | | | | | | | |
|----|-------|-----|------|---------|------|-----|------|-----|
| 1. | 10,15 | FFF | 4,26 | ff | 2,37 | f | 1,70 | fff |
| | 5,89 | fff | 3,87 | f large | 2,28 | ff | 1,68 | fff |
| | 5,66 | fff | 3,52 | mf | 2,25 | fff | 1,67 | fff |
| | 5,34 | fff | 3,38 | F | 2,32 | f | 1,63 | fff |
| | 5,06 | FF | 2,76 | ff | 2,20 | f | 1,61 | fff |
| | 4,96 | fff | 2,70 | fff | 2,15 | fff | 1,57 | m |
| | 4,83 | fff | 2,65 | mF | 2,09 | fff | 1,54 | fff |
| | 4,68 | f | 2,63 | f | 1,99 | ff | 1,52 | fff |
| | 4,58 | fff | 2,58 | m | 1,96 | fff | 1,50 | fff |
| | 4,47 | fff | 2,50 | m | 1,84 | fff | 1,48 | fff |
| | 4,38 | fff | 2,48 | f | 1,74 | ff | 1,46 | fff |
| 2. | 7,33 | FF | | | 2,17 | mf | | |
| | 6,39 | fff | | | 1,98 | f | | |
| | 5,10 | ff | | | 1,80 | f | | |
| | 3,90 | fff | | | 1,64 | fff | | |
| | 3,62 | F | | | 1,56 | ff | | |
| | 3,21 | fff | | | 1,53 | fff | | |
| | 2,66 | mf | | | 1,49 | fff | | |
| | 2,53 | m | | | 1,43 | fff | | |
| | 2,36 | fm | | | | | | |

BIBLIOGRAPHIE

- BERTHELOT, Ch. et ORCEL, J. (1930). — *Les minerais*, Paris.
GUILLEMIN, C. et PIERROT, R. (1957). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 80, 235.
NETELBEEK, Th. A. F. (1951). — *Géologie et pétro-*

- logie de la région entre Vezzani et Lugo di Nazza*, Thèse, Amsterdam.
ORCEL, J. (1924). — *Bull. Soc. Sci. Hist. Nat. Corse*, n^{os} 461-464, 1.

Microperthites d'origine volcanique dans les gneiss œillés du Canigou (Pyénées-Orientales)

PAR G. GUITARD,

Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Paris.

Dans les gneiss stratiformes du Canigou (G. G. 1958, b) formés principalement de gneiss œillés, certaines zones ont pris naissance par recristallisation de tufs acides plus ou moins remaniés, renfermant peut-être quelques « coulées » rhyolitiques (gneiss de la Preste, G. G. 1958, a). L'examen systématique des feldspaths potassiques dans de telles zones, ainsi que dans des intercalations de gneiss leptyniques œillés à divers niveaux des gneiss stratiformes, nous a fait découvrir des microperthites singulières.

Les microperthites forment des yeux atteignant 0,5 à 3 cm. Leurs plages sont constituées au microscope par l'association de deux feldspaths :

a) du *microcline*, généralement finement « quadrillé » avec une valeur de 2 V qui oscille entre 76° et 90° . Ce sont des caractères optiques de « microcline maximum »;

b) de l'*albite*, à macles polysynthétiques parfois, qui est vraisemblablement une albite de basse température comme l'ont montré les travaux récents de J. V. Smith et W. S. Mackenzie (1959). Les facules albitiques (fig. 1) sont des veines et des taches ; on peut les considérer comme formées *in situ*. En effet, les veines d'albite s'amincissent généralement près des bordures de la plage et souvent ne les atteignent pas. Il en est de même des taches. Mais leur intérêt principal est l'abondance de l'albite qui constitue souvent plus de la moitié du feldspath. Un essai d'estimation de cette proportion au moyen d'une platine intégratrice Leitz dans diverses plages de microperthite est donné ci-après :

Il s'agit donc d'une sorte de « mésoperthite » (P. Michot 1955) remarquable par la grosseur des facules perthitiques et rappelant certaines des perthites décrites par Ch. Exner (1950) dans les gneiss des Hohen Tauern.

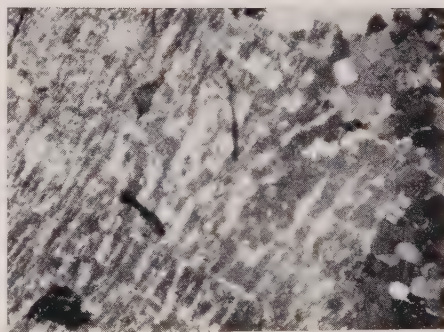


FIG. 1. — Microperthite (feldspath ancien). $\times 20$.

La mésostase environnante est formée d'un assemblage granoblastique (0,2-0,5 mm) d'albite, quartz, muscovite, biotite, chlorite secondaire et enfin microcline quadrillé. Ce dernier se distingue du microcline précédent par l'absence ou la rareté des facules perthitiques. Il peut « remplacer » la mésoperthite à ses bordures et colmater les fissures qui la traversent (fig. 2).

On peut admettre l'origine par exsolution des plages albitiques de ces microperthites. La mor-

| NUMÉROS | 9294 | 9294 | 9291 | 9970 | 9970 | 9970 | 9642 | 9642 | 9642 | 6839 | 11543 |
|------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|
| % microcline | 44 | 46 | 59 | 52 | 57 | 63 | 54 | 57 | 42 | 55 | 60 |
| % albite | 56 | 54 | 41 | 48 | 43 | 37 | 46 | 43 | 58 | 45 | 40 |
| L_{mm}^* | 27,0 | 57,2 | 35,5 | 46,0 | 27,6 | 40,0 | 35,0 | 64,5 | 50,0 | 85,5 | 39,0 |
| — 2 V microcline | 84 | 90 | 78 | 82 | 80 | | 80 | 78 | 84 | 90 | 76 |

* L_{mm} : longueur « intégrée » en millimètres.

phologie en veine et tache a été donnée comme critère en faveur d'une origine par remplacement mais cela n'a rien d'évident. Les figures d'exsolution des minerais ont des formes très variées. Rien ne s'oppose à ce qu'il n'en soit pas ainsi dans des feldspaths de gneiss à histoire pétrologique complexe où le regroupement de l'albite a pu s'effec-

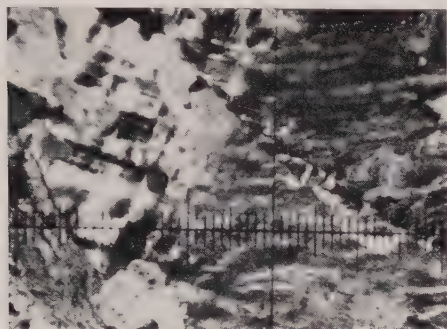


FIG. 2. — Microcline non perthitique développé en bordure d'une microperthite et dans une fissure qui la pénètre. $\times 25$.

tuer en plusieurs étapes. S'il en est bien ainsi les feldspaths potassiques homogènes d'où dérivent les microperthites ne peuvent être que *des feldspaths dits de haute température*, seuls susceptibles d'avoir les compositions indiquées ci-avant (O. F. Tuttle 1952, J. Donnay et G. Donnay 1952). De tels feldspaths n'ont pas pu se former dans les gneiss du Canigou lors du métamorphisme général qui s'est produit dans des conditions mésozonales (G. G. 1958, b) et au cours duquel ont cristallisé des feldspaths potassiques de basse température, essentiellement des microclines (G. Guitard, E. Raguin et G. Sabatier 1960). Il s'agit alors d'anciens feldspaths préexistant au métamorphisme, c'est-à-dire de feldspaths d'origine volcanique, ce qui n'a rien de surprenant puisque les gneiss qui les renferment dérivent de tufs volcaniques ou de sédiments riches en matériaux d'origine pyroclastique. Lors du métamorphisme mésozonal, les anciens feldspaths volcaniques se sont dédoublés en albite et microcline de basse température pour former des microperthites dont la composition reflète celle du feldspath original, cependant que le microcline non perthitique cristallisait dans la mésostase.

BIBLIOGRAPHIE

- DONNAY, J. et DONNAY, G. (1952). — *Amer. J. Sci.*, Bowen vol., 115.
 EXNER, Ch. (1950). — *Tscherm. Min. Petr. Mitt.* (3), 2, 197.
 GUITARD, G. (1958, a). — *C. R. Soc. géol., Fr.*, n° 2, 23.
 GUITARD, G. (1958, b). — *Bull. Soc. Géol. Fr.* (6), 8, 825.
 GUITARD, G., RAGUIN, E. et SABATIER, G. (1960). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 83, 48.
 MICHOT, P. (1955). — *Bull. Acad. r. Belg., Classe Sci.*, 5^e série, 41, 275-294.
 SMITH, J. V. et MACKENZIE, W. S. (1959). — *Amer. Mineral.*, 44, 1169.
 TUTTLE, O. F. (1952). — *J. Geol., U. S. A.*, 60, 106.

La fluorescence des porphyrines concentrées dans des éléments minéraux d'origine biologique

par M. DÉRIBÉRE.

Les vieux manuels de minéralogie citent régulièrement un minéral assez singulier aujourd'hui quelque peu oublié. Ce minéral particulier que l'on trouve en place en larges zones dans des dépôts sédimentaires de la région de Quincy près de Bourges et que l'on nomme de ce fait la *quincite* est un silicate de chaux et de magnésie coloré en rose ayant une nette fluorescence rouge sous les rayons ultraviolets filtrés de la région 3 600 angströms. L'étude de ce minéral nous a montré que cette fluorescence était due, de même que celle de certaines silices hydratées roses de la même région, à des concentrations de porphyrines, c'est-à-dire à une intrusion d'éléments organiques amenés là très certainement par des processus biologiques.

La question se pose naturellement de savoir d'où peuvent provenir des éléments biologiques dans ces roches sédimentaires de la localité de Quincy ? Peuvent-elles être le fait d'animaux vivants aux époques géologiques ? A vrai dire cette question pouvait de prime abord sembler saugrenue, car il est connu que si les porphyrines se manifestent *in vivo* par des concentrations dans certaines parties de l'organisme, et, en particulier, lors de certaines calcifications, elles sont dans ces conditions fort peu stables. C'est là par conséquent, essentiellement un problème biologique apparemment très délicat et c'est pour cela que nous l'avons présenté au troisième Congrès International de Photobiologie à Copenhague. En fait, un exemple bien connu est celui qui se manifeste avec la fluorescence des œufs de poules, canards... frais pondus, ceux-ci montrent en lumière de Wood une très vive fluorescence rouge pourpre due à une localisation superficielle des porphyrines mais cette propriété optique disparaît très vite à la lumière ou à l'ultraviolet. Elle est parfaitement fugace alors que la fluorescence de la quincite est au contraire parfaitement stable.

Pourtant des formes plus stables de porphyrines dans des êtres vivants nous sont apparues bientôt lors d'examen plus systématiques, et diverses observations ont aussi été faites relativement à des concentrations *in vivo* de porphyrines dans des

organismes vivants, lors de certaines calcifications en particulier. C'est ainsi que des taches fluorescentes rouges sur des ossements apparaissent en liaison avec une lente agonie de l'individu dans un lieu obscur. L'identification de la porphyrine dans de telles conditions peut se faire avec une précision extrême puisque la fluorescence se manifeste vivement pour des concentrations de l'ordre de une partie par milliard en solution. Ici la solution se trouve faite en solution solide dans les parties calcifiées.

Considérons la possibilité de présence des porphyrines dans un être humain, par exemple; celui-ci fixe puis élimine constamment des porphyrines. L'urine normale en contient de 10 à 200 microgrammes par litre et nous éliminons environ un quart de milligrammes de coproporphyrine outre un peu de protoporphyrine dans les fèces. Mais cette présence est constante dans tous les êtres vivants puisque ce sont les complexes de la protoporphyrine avec le fer, combinés à des protéines spécialisées, qui fournissent les cytochromes respiratoires présents dans toutes cellules vivantes.

L'étude des porphyrines dans les êtres organisés prend ainsi une grande valeur et l'utilisation des isotopes indicateurs a permis de nouvelles investigations sur la synthèse des porphyrines chez les animaux et sur la nature des aberrations qui sont à l'origine des redoutables porphyries (D. Shemin et D. Rittenberg, 1956 ; D. Shemin et J. Wittenberg, 1951 ; C. Rimington, 1955). On sait que du fait de la forte photoactivité des porphyrines cette maladie provoque une intense sensibilisation à la lumière. Des ossements, des dents d'animaux atteints de porphyrie montrent des taches fluorescentes très caractéristiques. Or la fluorescence des porphyrines est elle-même assez facile à définir par ses bandes types (Ch. Dhéré, 195 mm).

Reprenant des observations parallèles nous avons pu retrouver des fluorescences de ce type d'abord sur des ossements datant d'il y a plusieurs années. Un cas assez typique est celui des ossements du chien de l'Aven Marzal (Ardèche) présenté au public sous la lumière de Wood. Nous avons aussi

noté des fluorescences pourpres caractéristiques sur des ossements bien plus anciens, d'époques pré-historiques (dolmens poitevins).

Une hypothèse que l'on peut avancer ici est celle d'une porphyrie due à une autoréaction d'un être mis longuement dans l'obscurité et qui cherche à se défendre par création *in vivo* de substances hautement photo-sensibilisatrices. Dès lors la présence de porphyrine concentrée *in vivo* en des dépôts sédimentaires et fixée en forme de solution solide dans un calcaire ou un silicate et stabilisée ainsi, n'apparaît plus aussi mystérieuse et paradoxale, et le fait de la quincite, s'il demeure exceptionnel, mérite d'être retenu comme un caractère naturel. On la retrouvera peut-être chez certains

animaux marins ou colonies à calcifications, car déjà ont été cités des cas de dépôts d'uroporphyrines dans des coquilles marines.

Nous ne sommes pas loin, ici, de fermer un cycle naturel lié à la formation animale de dépôts sédimentaires cependant que les troublantes questions posées par les fluorescences de certaines colonies coralliaires peuvent trouver là une base d'étude rationnelle. Les coraux fluorescents doivent, certes, ce caractère à d'autres pigments luminescents que les porphyrines, mais celles-ci peuvent aussi intervenir. De toute manière ce phénomène reste encore mystérieux quant à la liaison de son mécanisme avec les besoins organiques de ses éléments producteurs.

BIBLIOGRAPHIE

DÉRIBÉRE M. (1957). — *Les applications pratiques de la luminescence*, Dunod, éditeur, Paris.
DHÉRE, Ch. (1958). — *La fluorescence en biochimie*, Presses Universitaires de France, Paris.
RIMINGTON, C. (1955). — *Endeavour*, n° 55, 126.

SHEMIN, D. et RITTENBERG, D. (1946). — *J. biol. Chem.*, U. S. A., 621.
SHEMIN, D. et WITTENBERG, J. (1951). — *J. biol. Chem.*, U. S. A., 315.

Sur la nomenclature minéralogique.

DÉCISIONS DE LA COMMISSION DES NOUVEAUX MINÉRAUX ET DES NOMS DE MINÉRAUX DE L'ASSOCIATION INTERNATIONALE DE MINÉRALOGIE.

(Rapporteurs : MM. H. HEY, C. GUILLEMIN, F. PERMINGEAT, J. P. DE ROEVER.)

Résumé. — La nomenclature minéralogique devenant de plus en plus complexe (il existe 12 000 noms alors que moins de 5 000 suffiraient), la Commission des Nouveaux Minéraux et des Noms de Minéraux de l'Association Internationale de Minéralogie a pris d'importantes décisions concernant :

- les modalités d'examen des mémoires qui doivent lui être soumis avant la publication (rapporteur J. P. de Roever) ;
- les conditions dans lesquelles les mémoires doivent être rédigés pour être approuvés (rapporteur F. Permingeat).

Deux plans de description d'un minéral sont donnés :

- un plan de description complète qui constitue un « idéal » ;
- un plan de description « minimale » pour qu'une proposition d'introduction d'un nouveau nom soit acceptable ;

Pour la description minimale il faut considérer plusieurs cas :

Le cas le plus simple est celui d'un minéral, en grains macroscopiques, se différenciant nettement de tous les minéraux déjà décrits à la fois par son diagramme de poudre et par sa composition chimique. Divers cas particuliers provenant de difficultés d'observation des caractères du minéral ou de confusions possibles avec d'anciens minéraux sont envisagés en détail. De nouvelles conditions sont alors ajoutées ; d'une façon générale toute observation défectueuse sur un caractère essentiel doit être compensée par de multiples observations pour dissiper tous les doutes.

Les descriptions sont classées en sept catégories se répartissant en deux groupes : celles qui laissent intacte la nomenclature et celles qui la modifient.

Les diverses modifications envisagées comprennent :

- l'introduction d'un nouveau nom pour un minéral supposé nouveau ou pour un minéral déjà décrit sans nom,
- la nouvelle définition d'un ancien nom,
- l'élimination d'un ancien nom.

Les sept catégories sont les suivantes :

- 1° un nouveau nom est proposé,
- 2° aucun nom n'est proposé ; le minéral reste sans nom,
- 3° un nouveau nom est proposé pour un minéral déjà décrit mais sans nom,
- 4° un nouveau nom est proposé pour remplacer l'ancien,
- 5° de nouvelles données sont apportées et mettent en doute la validité de l'ancien nom,
- 6° une modification essentielle de la définition du nom est proposée,
- 7° un ancien minéral est discrédité. L'auteur propose de supprimer le nom, soit parce qu'il ne correspond pas à un véritable minéral (substance hétérogène notamment), soit parce que son nom est synonyme d'un autre nom.

- *La normalisation des noms* (synonymes tombant en désuétude, nomenclature des solutions solides...) et *l'emploi des signes diacritiques* (rapporteur M. H. Hey).
- *La présentation des revues bibliographiques* (rapporteur C. Guillemin).

Les publications seront classées en quatre groupes :

- a) celles dont les résultats ont été approuvés par la Commission internationale,
- b) celles dont les résultats ont été approuvés par un Comité National sans avoir été soumis à la Commission internationale,
- c) celles dont le texte n'a été soumis préalablement ni à la Commission internationale, ni à un Comité national,
- d) celles dont les résultats ont été désapprouvés.

La Commission internationale présentera chaque année une telle revue ; toutefois les listes actuellement publiées par plusieurs périodiques continueront à paraître en adoptant de préférence cette présentation.

Le Comité de nomenclature de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie appliquera toutes ces décisions en France ; les modalités d'examen des mémoires sont définies.

*
* *
*

La Commission des Nouveaux Minéraux et des Noms de Minéraux de l'Association Internationale de Minéralogie ⁽¹⁾, actuellement présidée par M. Fleischer, groupe les représentants d'une vingtaine de pays. Elle s'est réunie une première fois à Zurich les 29 et 30 août 1959, puis une deuxième fois à Copenhague, du 19 au 25 août 1960.

Au cours de ces deux sessions ont été prises d'importantes décisions concernant la nomenclature minéralogique, sur propositions de J. P. de

Roever, F. Permingeat, M. H. Hey et C. Guillemin. Les propositions de D. P. Grigoriev concernant la définition de l'espèce minérale n'ont malheureusement pas encore pu être discutées.

Le Comité de nomenclature de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie, soucieux de faire appliquer ces décisions en France, a décidé de les porter à la connaissance des minéralogistes en les publiant.

Modalités d'examen des mémoires par la Commission Internationale, avant leur publication.

(Décisions prises sur rapport de J. P. DE ROEVER.)

1° Tout ce qui concerne un changement quelconque de la nomenclature minéralogique est du ressort de la « Commission internationale ».

2° Les mémoires qui doivent lui être soumis avant leur publication doivent être adressés au Président par l'intermédiaire du Comité de nomenclature du pays où les travaux ont été effectués. Si le Comité National n'existe pas, ils doivent être adressés directement au Président.

3° Le texte soumis doit comprendre au moins le résumé des données minimales qui justifient le changement de nomenclature proposé.

4° L'envoi aux membres de la Commission des

copies du texte de l'auteur sera assuré par le Président.

5° Le délai maximal accordé aux membres de la Commission pour répondre est de 45 jours à partir de la date de réception par le Président.

6° Les objections faites par un membre de la Commission seront transmises par le Président à l'auteur par l'intermédiaire du Comité National, si celui-ci existe, et aux autres membres de la Commission. En cas de divergence d'opinion, le Président informera les membres et organisera la discussion.

7° La priorité des résultats ne sera accordée que si la condition 3 est remplie.

8° La date du cachet postal de l'envoi du mémoire au Président assurera la priorité.

9° La diffusion de ces décisions devra être faite dans tous les pays afin d'empêcher la libre publication, sous quelque forme que ce soit, de notes tendant à modifier la nomenclature minéralogique.

(1) Dans le texte, pour simplifier, on désignera par « Commission internationale » la Commission des Nouveaux Minéraux et des Noms de Minéraux de l'Association Internationale de Minéralogie.

Validité des descriptions d'espèces minérales nouvelles et des modifications de la nomenclature minéralogique.

(Décisions prises sur rapport de F. PERMINGEAT.)

Parmi les noms de minéraux, il faut distinguer :
— les noms anciens, c'est-à-dire ceux qui ont déjà été utilisés dans les publications ;

— les noms nouveaux, c'est-à-dire ceux qui sont proposés dans des mémoires destinés à être publiés et qui doivent être soumis à l'approbation de la Commission internationale. Dans les noms nouveaux il faut comprendre ceux qui ont été récemment publiés et sur lesquels la Commission internationale et les Comités nationaux se réservent le droit de formuler un jugement.

Les descriptions de minéraux peuvent alors être classées en différentes catégories :

a) Il s'agit d'un *nouveau minéral*, c'est-à-dire non signalé et ne pouvant être identifié à aucune espèce connue :

1^{re} catégorie : un nouveau nom est proposé ;

2^e catégorie : aucun nom n'est proposé ; le minéral reste sans nom.

b) Il s'agit d'un *ancien minéral* :

3^e catégorie : un nouveau nom est proposé pour un minéral déjà décrit mais sans nom ;

4^e catégorie : un nouveau nom est proposé pour remplacer l'ancien ;

5^e catégorie : de nouvelles données sont apportées et mettent en doute la validité de l'ancien nom ;

6^e catégorie : une modification essentielle de la définition du nom est proposée ;

7^e catégorie : un ancien minéral est discrédité.

L'auteur propose de supprimer le nom soit parce qu'il ne correspond pas à un véritable minéral (substance hétérogène notamment), soit parce que son nom est synonyme d'un autre nom.

Le tableau suivant résume les diverses catégories de description des minéraux en fonction des modifications apportées à la nomenclature :

Avant de définir ce que doit comprendre la description d'un minéral dans chacune de ces catégories, on envisagera deux cas généraux :

I. — La description « idéale » d'un minéral.

II. — La description minimale pour qu'une modification quelconque de la nomenclature, en particulier l'introduction d'un nouveau nom, soit acceptée. Il sera tenu compte des différentes catégories de descriptions et de certains cas particuliers.

I. — DESCRIPTION IDÉALE D'UN MINÉRAL

A. — CARACTÈRES MACROSCOPIQUES

1. Description macroscopique très précise des échantillons examinés, permettant notamment de localiser le minéral étudié et de le distinguer sans ambiguïté des minéraux qui lui sont associés. Cette description sera particulièrement importante dans le cas d'échantillons types d'un nouveau minéral et devra alors être illustrée par des photographies ou des dessins.

2. Aspect général du minéral. État d'agrégation. Dimensions des cristaux et des grains, et de leurs agrégats. Aspect des surfaces.

3. Couleur du minéral, en se référant à un code de couleurs. Irisations. Variations de couleur par altération superficielle. Couleur de la poussière.

4. Éclat. Transparence.

B. — CARACTÈRES CRISTALLOGRAPHIQUES

1. Mesures goniométriques. Angles entre les faces et coordonnées polaires des faces. Notation des faces. Angles et rapports des paramètres de la maille élémentaire.

| <i>Description d'un minéral.</i> | |
|---|---|
| Un nouveau nom est donné. | Aucun nom n'est donné. |
| 1 ^{re} catégorie (p. 100) : Nouveau minéral nommé. | 2 ^e catégorie (p. 102) : Nouveau minéral sans nom. |
| 3 ^e catégorie (p. 103) : Ancien minéral déjà décrit sans nom. | 5 ^e catégorie (p. 103) : Ancien minéral, nouvelles données. |
| 4 ^e catégorie (p. 103) : Remplacement d'un ancien nom par un nouveau. | 6 ^e catégorie (p. 103) : Ancien minéral, modification essentielle de la définition. |
| | 7 ^e catégorie (p. 103) : Ancien minéral discrédité. |

2. Macles. Lois des macles. Intercroissances.
3. Dessins des cristaux, illustrant les divers faciès et les macles.
4. Diagrammes de poudre, en indiquant la technique utilisée. (Debye-Scherrer, Seeman-Bolhin, avec ou sans monochromateur...), le rayonnement utilisé, l'unité de longueur d'onde (\AA ou \AA X), le diamètre de la chambre, le temps de pose). Tableau des valeurs des distances interréticulaires et des intensités des raies.
5. Détermination radiocristallographique des angles et des paramètres de la maille élémentaire. Diagrammes utilisés pour ces déterminations. Comparaison entre les rapports paramétriques obtenus d'une part avec le goniomètre, d'autre part avec les rayons X.
6. Indexation des raies du diagramme de poudre.
7. Variations des constantes cristallographiques en fonction de la composition chimique.
8. Nombre de molécules par maille élémentaire.
9. Système cristallin, mériédrie.
10. Groupe spatial.
11. Étude de la structure.

C. — CARACTÈRES PHYSIQUES

1. Densité en indiquant la méthode de mesure et le degré de précision. Comparaison avec la densité calculée.
2. Variations de la densité en fonction de la composition.
3. Dureté, fragilité, élasticité, flexibilité, malléabilité.
4. Cohésion, clivages (degré de perfection, angles entre les clivages).
5. Propriétés électriques. Piézo-électricité. Pyro-électricité.
6. Propriétés magnétiques.
7. Luminescences diverses (en particulier sous l'ultra-violet).

D. — CARACTÈRES MICROSCOPIQUES (PROPRIÉTÉS OPTIQUES.)

1. Couleur en lame mince et en frottis. Pléochroïsme. Absorption.
2. Détermination des indices de réfraction pour diverses longueurs d'onde. Mesure de la biréfringence.
3. Orientation optique par rapport aux axes cristallographiques, aux clivages, aux directions remarquables (allongement notamment).
4. Mesure de l'angle des axes optiques ($2V$ ou $2E$) et calcul de cet angle. Signe optique. Dispersion.
5. Variations des indices de réfraction, de la biréfringence, de l'orientation optique et de l'angle des axes optiques en fonction de la composition. L'examen de ces variations sera particulièrement important dans le cas de séries isomorphes.

6. Indices de réfraction et orientation optique de fragments de clivage remarquable. Variations en fonction de la composition chimique.

7. Polarisation rotatoire.
8. Couleur en section polie ; comparaison avec d'autres minéraux.
9. Forme et dimensions des grains en section polie. Structures. Rapports avec les minéraux associés.
10. Dureté en section polie. Relief par rapport à d'autres minéraux. Qualité du poli.
11. Mesure du pouvoir réflecteur. Comparaison avec des minéraux bien connus. Variations du pouvoir réflecteur en fonction de la direction et de la longueur d'onde.
12. Anisotropie. Couleurs de polarisation. Directions d'extinction.
13. Réflexions internes.
14. Comportement, en section polie, vis-à-vis de divers réactifs d'attaque.
15. Examen au microscope électronique.

E. — CARACTÈRES CHIMIQUES

1. Analyse chimique qualitative (en indiquant les réactions utilisées).
2. Analyses chimiques quantitatives du minéral, en indiquant sur quelle quantité de matière elles ont été faites.
3. Méthode utilisée pour doser les divers éléments.
4. Critique de l'analyse chimique. Degré de précision des chiffres de teneur. Pureté de l'échantillon analysé en explicitant la méthode utilisée pour obtenir du matériel pur et homogène et pour s'assurer de son identité avec les fractions utilisées pour les autres déterminations. Nature et proportion des impuretés restant dans l'échantillon analysé.
5. Analyse spectrographique sur le matériel analysé chimiquement. Constituants majeurs et éléments en traces.
6. Analyses par fluorescence X et par microsonde électronique.
7. Calcul de la formule à partir des analyses chimiques en tenant compte des autres analyses et des constantes cristallographiques. Discussion des remplacements isomorphiques.
8. Solubilité dans l'eau et dans d'autres solvants. Comportement vis-à-vis des réactifs d'attaque ordinaires et autres.
9. Propriétés pyrognostiques (chalumeau, perles, tubes ouvert et fermé, etc.). Réactions caractéristiques du minéral.

F. — CARACTÈRES PHYSICO-CHIMIQUES

1. Analyse thermique différentielle.
2. Analyse thermo-pondérale.
3. Interprétation des résultats. Transformations

allotropiques, étapes de la déshydratation, décomposition, etc. Éventuellement, température de recristallisation, température de fusion. Détermination des produits de transformations. Comparaisons avec les données chimiques.

4. Spectre d'absorption.
5. Spectre infra-rouge.

G. — SYNTHÈSE

1. Méthode de synthèse du minéral.
2. Étude comparative des diverses propriétés des produits de synthèse et du minéral.
3. Détermination des diagrammes d'équilibre des divers constituants du minéral. Domaines de stabilité du minéral.

H. — CONDITIONS DE GISEMENT

1. Localité, situation géographique précise.
2. Description sommaire du gisement.
3. Place et abondance du minéral dans le gisement. Paragénèse. Rapports structuraux, spatiaux et génétiques avec les minéraux associés.
4. Autres gisements du minéral ; comparaisons avec le gisement type.
5. Conditions de formation du minéral.
6. Altérations du minéral. Nature des produits d'altération.

I. — NOMENCLATURE ET CLASSIFICATION

1. Comparaisons entre les diverses propriétés du minéral étudié et celles de tous les minéraux apparentés, en insistant sur les différences qui pourraient éventuellement justifier un nouveau nom.
2. Le cas échéant, choix d'un nouveau nom, en tenant compte des anciens noms de consonance voisine. Étymologie. Une transcription (une seule !) en caractères latins.
3. Place du minéral dans la classification minéralogique (variété, espèce, série isomorphe, groupes).

J. — CONSERVATION DES ÉCHANTILLONS

1. Lieu où sont conservés les échantillons étudiés.
2. Quantité de minéral existante.
3. Possibilités d'acquérir ou d'obtenir en prêt des échantillons du minéral. Organisme ou personne à qui s'adresser.

K. — BIBLIOGRAPHIE

Références aux publications traitant des divers sujets abordés au cours de la description, notamment à celles qui pourraient compléter la descrip-

tion (méthode d'analyse ou de calculs, synthèse, études de gisements, nomenclature et classification, etc.).

II. — DESCRIPTION MINIMALE D'UN MINÉRAL

Un accord peut être facilement réalisé sur les éléments d'une description complète, idéale, d'un minéral : tout au plus pourrait-on allonger la liste précédente. Par contre, il apparaît très difficile de définir un minimum exigible pour une description, étant donné le grand nombre de cas particuliers qui peuvent se présenter, et ce minimum sera sans doute bien souvent remis en question par des minéralogistes hantés par le désir de « créer un nouveau nom ».

Il ne faut pas perdre de vue que la préoccupation essentielle de la Commission internationale et des Comités nationaux de nomenclature est d'éviter toute modification non justifiée de la nomenclature minéralogique.

Dans les sept catégories de descriptions qui ont été définies précédemment, deux d'entre elles laissent intactes la nomenclature existante :

la deuxième catégorie : description d'un nouveau minéral ; aucun nom n'est proposé ;

la cinquième catégorie : description d'un ancien minéral ; nouvelles données non essentielles.

Pour cette dernière catégorie une entière liberté est laissée aux auteurs pour présenter leurs mémoires aux Comités de lecture.

Par contre, laisser une entière liberté pour les descriptions de minéraux « sans nom » aboutirait à allonger démesurément la liste déjà longue (cf. Hey, Hintze) des « sans nom de M. X ». Il faut donc prévoir des règles pour cette deuxième catégorie.

III. — LES DIFFÉRENTES CATÉGORIES DE DESCRIPTIONS ET LEURS CAS PARTICULIERS

Examinons maintenant les diverses catégories de descriptions et leurs cas particuliers.

A. — PREMIÈRE CATÉGORIE DESCRIPTION

D'UN NOUVEAU MINÉRAL ; UN NOUVEAU NOM EST PROPOSÉ

Il faut non seulement que la description suffise à caractériser sans ambiguïté le minéral, mais aussi qu'elle prouve indubitablement que le minéral est réellement nouveau, c'est-à-dire différent de tous les minéraux déjà décrits.

Les caractères essentiels d'un minéral susceptible de recevoir un nouveau nom sont d'une part les caractères cristallographiques définissant la maille élémentaire, d'autre part les caractères chi-

miques établissant le contenu de la maille élémentaire. En ajoutant à ces caractères essentiels des caractères d'observation macroscopique et microscopique et une condition de conservation d'échantillons types en quantité suffisante, on obtient un minimum acceptable.

Mais il faut noter qu'il existe nécessairement des degrés de certitude dans les caractères observés et dans les preuves établissant qu'il s'agit réellement d'un nouveau minéral. Par exemple certains minéraux ne donnent pas de bons diagrammes de rayons X, pour d'autres on ne peut pas avoir d'analyse chimique quantitative du matériel pur, etc... Ces diverses incertitudes doivent être envisagées dans des « cas particuliers ».

Examinons tout d'abord le « cas le plus favorable », c'est-à-dire celui où :

— le diagramme de poudre est très différent de celui de tous les minéraux déjà connus ;

— la composition chimique est essentiellement différente de celle de tous les minéraux déjà décrits ;

— le minéral est en grains macroscopiques.

CAS LE PLUS FAVORABLE : la description minérale doit comprendre :

1. Diagrammes de poudre. Tableau des valeurs des distances interréticulaires et des intensités (§ B-4, p. 99 de la description idéale).

2. Analyse chimique ou spectrographique qualitative déterminant la nature des constituants essentiels (§ E-1 et E-5, p. 99).

3. Analyse chimique quantitative sur produit pur. Critique de l'analyse. Calcul de la formule (§ E-2, 4, 7, p. 99).

4. Description macroscopique. Aspect général. Éclat. Transparence (§ A-1, 2, 3, 4, p. 98).

5. Propriétés optiques :

— Minéraux transparents en lames minces. — Couleur. Indices de réfraction et orientation optique au moins sur une section du minéral. Appréciation de l'angle des axes optiques (§ D-1, 2, 3, 4, p. 99).

— Minéraux opaques. — Caractères en sections polies : couleur, dureté, pouvoir réflecteur, anisotropie, réflexions internes (§ D-8, 9, 10, 11, 12, 13, p. 99).

6. Caractères physiques : densité, clivages (§ C-1, 4, p. 99).

7. Autres caractères qui seraient faciles à observer sur les échantillons disponibles et qui viendraient compléter et étayer le minimum précédent, notamment en ce qui concerne les caractères cristallographiques, chimiques, physico-chimiques et optiques. Par exemple, s'il existe de bons cristaux, la description devra obligatoirement comporter des mesures goniométriques et des déterminations de paramètres définissant le système cristallin ; si un produit artificiel correspondant a déjà été signalé, la description devra obligatoirement comporter un examen comparatif avec le minéral, etc.

8. Examen comparatif des minéraux apparentés déjà décrits, sans oublier les minéraux peu connus ou mal définis, prouvant indiscutablement que le minéral étudié a un diagramme de poudre et une composition chimique très différents de ceux de tous les minéraux déjà décrits (§ I-1, p. 100).

9. Conditions de gisement. Localité. Place du minéral dans le gisement. Minéraux associés (§ H-1, 3, p. 100).

10. Conservation des échantillons (au moins une centaine de milligrammes de minéral). Lieu de conservation. Possibilités d'acquérir des doubles (§ J-1, 2, 3, p. 100).

11. Choix d'un nouveau nom. Étymologie. Transcription. Classification (§ I-2, 3, p. 100).

12. Bibliographie (alinéas K-1, 2 de la description générale).

CAS PARTICULIERS : dans l'établissement d'une description répondant au minimum qui vient d'être défini, on se heurtera parfois à des impossibilités : impossibilités d'observations et impossibilités de preuves que le minéral étudié est réellement nouveau.

a) Impossibilités d'observations.

1. Minéraux en grains submicroscopiques. C'est notamment le cas des minéraux argileux pour lesquels des techniques spéciales d'étude ont été développées. On pourra dès lors définir un minimum exigible en fonction de ces techniques (voir ci-dessous).

2. Le minéral ne donne pas de diagramme de poudre (minéraux amorphes et minéraux métamictes).

La description devra compenser cette lacune par des observations complémentaires, notamment :

— étude géométrique de formes cristallines éventuelles (minéraux métamictes) ;

— examen détaillé des propriétés physico-chimiques, en particulier du comportement au chauffage avec détermination des produits de transformation (§ F-1, 2, 3, p. 99) ;

— compléments d'étude des caractères chimiques visant en particulier à établir l'homogénéité des produits ou la nature des phases en présence et les variations de composition, en multipliant les analyses chimiques quantitatives et en utilisant d'autres méthodes (fluorescence X, analyse ponctuelle, etc.) ;

— discussion détaillée des conditions de gisement (minéraux associés, paragenèse, remplacements, etc.), de formation et d'altération du minéral, à la lumière des diagrammes d'équilibre entre les divers constituants observés.

3. Impossibilité d'obtenir une analyse chimique quantitative.

Ce cas se présentera :

— soit parce qu'on ne dispose pas d'une quantité suffisante de minéral. Il se pose alors la question

de conservation des échantillons types (voir ci-dessous);

— soit parce que le minéral ne peut être suffisamment isolé des minéraux associés.

La description devra alors comporter :

— des preuves que le diagramme de poudre a bien été obtenu sur du minéral pur;

— des analyses au moins partielles par des méthodes permettant d'atteindre le produit pur (analyses ponctuelles, analyses spectrographiques, essais microchimiques, etc.);

— une discussion détaillée de la formule du minéral. Si les essais effectués ne permettent pas d'établir nettement la formule, la synthèse du minéral sera exigée.

4. Composition chimique variable.

La description devra comporter :

— un examen microscopique détaillé établissant l'homogénéité du minéral dans tous les cas;

— plusieurs analyses chimiques fixant les limites des variations de composition;

— plusieurs diagrammes de poudre montrant que les variations de compositions chimiques ne modifient pas essentiellement la structure.

5. Il ne reste pas d'échantillons types du minéral après son étude.

Il est inutile de créer un nouveau nom pour un minéral qui « n'existe plus ». Aucune description de nouveau minéral ne devra être publiée dans ces conditions.

b) Impossibilités de preuves.

Un des caractères essentiels (diagramme de poudre ou composition chimique) se confond avec celui d'un minéral déjà connu ou bien il manque des éléments de comparaison avec un ancien minéral mal connu ou insuffisamment décrit.

1. Diagramme de poudre non caractéristique.

Ce cas se présentera notamment avec des minéraux isostructuraux, des séries isomorphes. La description devra alors :

— insister sur les différences de caractères chimiques avec les minéraux ayant le même diagramme de poudre ou presque;

— comporter un examen détaillé des propriétés optiques et physiques, notamment indices de réfraction et densité, susceptibles de confirmer les différences de caractères chimiques.

2. Composition chimique non caractéristique.

La composition chimique est identique (polymorphisme) ou presque à celle d'un minéral déjà connu.

La description devra alors :

— insister sur les caractères cristallographiques et cristallochimiques;

— rechercher des différences significatives dans les autres propriétés des minéraux (caractères microscopiques, physico-chimiques, physiques) et les conditions de gisement.

3. Anciens minéraux mal connus ou insuffisamment décrits.

Il arrive, assez fréquemment, que l'on ne puisse pas établir de comparaison valable entre le minéral étudié et un « ancien minéral », faute de données suffisantes sur celui-ci. Il faut, pour admettre un nouveau nom, une étude complète de l'ancien minéral, ou des anciens minéraux qui pourraient être identiques au minéral étudié.

CAS DES ARGILES : la description minérale doit comprendre :

1. Diagramme de poudre de la substance pure, donnant les intervalles interréticulaires jusqu'à 20 Å.

2. Diagramme de poudre d'échantillons traités à l'éthylène-glycol ou au glycérol.

3. Analyse chimique quantitative. Critique de l'analyse. Calcul de la formule.

4. Analyse thermique différentielle et analyse thermopondérale. Interprétation des résultats. Détermination des produits de transformations.

5. Description macroscopique, microscopique et examen au microscope électronique. Mesure de densité.

6. Réactions avec des colorants.

7. Indices de réfraction, biréfringence (au moins sur des agrégats), en précisant les conditions opératoires.

8. Examen comparatif des minéraux argileux déjà décrits.

9. Conditions de gisement. Localité.

10. Conservation des échantillons. Il doit rester au minimum environ 1 kg du minéral type. Possibilités d'acquérir des doubles.

11. Choix d'un nouveau nom. Étymologie. Transcription. Classification.

12. Bibliographie.

B. — DEUXIÈME CATÉGORIE DESCRIPTION

D'UN NOUVEAU MINÉRAL ; AUCUN NOM N'EST PROPOSÉ

Il arrivera que, malgré une étude extrêmement minutieuse, la description ne puisse ni atteindre le minimum exigible pour proposer un nouveau nom, ni permettre de rattacher le minéral à une espèce connue. Il serait dommage qu'une telle étude, si elle établit avec certitude un certain nombre de propriétés d'un minéral, ne soit pas publiée. Mais :

1. La description devra serrer de très près le minimum exigible pour justifier un « nouveau nom » et montrer clairement pourquoi ce minimum n'a pu être atteint.

2. Elle devra démontrer que le minéral étudié ne peut être identifié à aucun minéral connu.

3. La condition de conservation des échantillons types devra être satisfaite.

4. La Commission internationale jugera s'il est utile de publier la description.

C. — TROISIÈME CATÉGORIE

DESCRIPTION

D'UN ANCIEN MINÉRAL « SANS NOM » ;
UN NOM EST PROPOSÉ

La nouvelle description du minéral pourra porter soit sur les échantillons types de la description « sans nom », soit sur de nouveaux échantillons provenant du même gisement, soit sur des échantillons d'un nouveau gisement.

La nouvelle description devra :

1. Satisfaire au minimum exigé pour un nouveau minéral.

2. Établir d'une façon indubitable que le minéral étudié est identique au minéral déjà décrit « sans nom ».

3. Porter sur les échantillons types du minéral déjà décrit. Sinon les raisons pour lesquelles les échantillons types n'ont pu être examinés, devront être explicitées.

4. Mentionner, pour le choix du nom, l'accord du ou des auteurs de la description originale « sans nom », si ceux-ci existent encore. (Cette clause est très importante car les auteurs n'ayant plus à craindre d'être frustrés d'une priorité n'ont plus d'hésitation à laisser temporairement « leur minéral » « sans nom », s'ils rencontrent des difficultés dans sa description. La publication de nouveaux noms insuffisamment définis est ainsi évitée.

D. — QUATRIÈME CATÉGORIE

DESCRIPTION

D'UN ANCIEN MINÉRAL ;
UN NOUVEAU NOM EST PROPOSÉ
POUR REMPLACER L'ANCIEN

Étant donné, d'une part l'encombrement de la nomenclature, d'autre-part les efforts de révision entrepris sur le plan international, il est normal qu'un nouveau nom ne puisse être accepté en remplacement d'un ancien que dans des conditions tout à fait exceptionnelles. Par conséquent, un minimum de description ne peut plus suffire et une description proposant un tel changement de nom doit :

1. Reprendre toutes les anciennes descriptions.
2. Être à peu près complète, c'est-à-dire approcher de la description idéale du minéral.

3. Prouver qu'il est indispensable de changer l'ancien nom contre un nouveau, sans attendre la révision générale de la nomenclature.

E. — CINQUIÈME CATÉGORIE

DESCRIPTION

D'UN ANCIEN MINÉRAL ;
DE NOUVELLES DONNÉES
SONT APPORTÉES

Aucune modification de la nomenclature n'étant proposée, une entière liberté est laissée aux auteurs pour présenter leurs mémoires aux Comités de lecture des revues.

F. — SIXIÈME CATÉGORIE

DESCRIPTION

D'UN ANCIEN MINÉRAL ;
UNE NOUVELLE DÉFINITION
EST PROPOSÉE

Une telle description devra :

1. Porter sur les échantillons types de l'ancien minéral. Sinon les raisons, pour lesquelles les échantillons types n'ont pu être examinés, devront être précisées.

2. Prouver que le minéral étudié est indiscutablement identique à l'ancien minéral.

3. Satisfaire au minimum exigé pour un nouveau minéral.

4. Reprendre toutes les descriptions antérieures en démontrant en quoi elles sont erronées.

G. — SEPTIÈME CATÉGORIE

DESCRIPTION

D'UN ANCIEN MINÉRAL
POUR LE DISCRÉDITER

Il existe divers degrés dans les propositions tendant à discréditer un ancien minéral :

— élimination de certains gisements signalés comme contenant le minéral ;

— rapprochement avec un autre ancien minéral ;

— mise en doute de la validité ;

— élimination de l'emploi de l'ancien nom dans toute nouvelle publication.

Les trois premières modalités laissent pratiquement intacte la nomenclature ; on peut très bien les considérer comme de simples « nouvelles données » (5^e catégorie) pour lesquelles la plus grande liberté est laissée aux auteurs.

Par contre, pour proposer l'élimination définitive d'un ancien minéral, une description devra :

1. Porter sur les échantillons types de l'ancien minéral. Cette condition est formelle ; il est indispensable que le problème des échantillons types soit résolu par la Commission des Musées.

2. Satisfaire au minimum exigé pour un nouveau minéral.

3. Reprendre toutes les anciennes descriptions en démontrant en quoi elles sont erronées.

4. Comporter, dans le cas de substances hétérogènes, une description, satisfaisant au minimum, de toutes les phases en présence.

5. Se conformer, dans le cas où l'ancien nom tomberait en synonymie, aux règles de priorité.

6. Discuter les conséquences de la suppression d'un ancien nom pour les disciplines connexes de la minéralogie : pétrographie, métallogénie, géologie, art des mines, etc.

* * *

Les conditions de publication de tout texte conduisant à une modification de la nomenclature, définies dans ce rapport, sont peut-être sévères, mais elles sont nécessaires pour éviter l'encombrement de la nomenclature et pour la simplifier. Moins de 5 000 noms suffiraient : il en existe 12 000.

Cependant les exigences de la Commission internationale ne doivent pas apparaître comme des entraves à la publication de notes de minéralogie

descriptive. Elles iraient à l'encontre de leur but, si elles favorisaient les minéralogistes peu scrupuleux, en décourageant les minéralogistes soucieux de précision.

La Commission internationale réserve une priorité aux descriptions de « nouveaux minéraux sans nom » qu'elle approuve. Ce droit de priorité permet la publication de descriptions incomplètes mais intéressantes, ne portant pas atteinte à la nomenclature, et sauvegarde les droits des découvreurs. D'ailleurs, un nouveau nom incomplètement défini, loin d'ajouter de l'intérêt à une publication, ne fait que la déprécier.

Les propositions de nouvelles définitions ou d'éliminations d'anciens noms doivent être bien étudiées. Les descriptions qui laissent intactes la nomenclature, apportant simplement de nouvelles données sur les minéraux, sont à encourager.

Il reste à souhaiter que la Commission internationale des Musées puisse dresser rapidement des listes d'échantillons types, comportant le lieu de conservation, et des listes d'échantillons de référence, susceptibles de remplacer les échantillons types inexistantes.

Normalisation de la nomenclature minéralogique.

(Décisions prises sur rapport de M. H. HEY.)

1. Seuls les termes extrêmes des séries de solutions solides reçoivent des noms spécifiques ; les termes intermédiaires seront désignés par le nom du terme extrême le plus proche suivi d'un adjectif : exemple adamite cuprifère, olivénite zincifère, blende ferrière...

2. Les noms suivants seront utilisés, à l'exclusion de leurs synonymes :

| | |
|-------------------------|-----------------|
| anatase | nontronite |
| azurite | piémontite |
| feldspath (feldspar) | spessartine |
| grossulaire (grossular) | sphérocobaltite |
| hématite | tétrahédrite |
| hémimorphite | torbernite |
| magnésite | |

3. Liberté est laissée, en attendant qu'un usage s'impose, d'utiliser l'un ou l'autre des synonymes :

| | |
|---------------------------|-------------------------|
| gibbsite ou hydrargillite | sphalérite ou blende |
| kyanite ou disthène | titanite ou sphène |
| sidérite ou chalybite | vésuvianite ou idocrase |

4. Les signes diacritiques du nom originel doivent être imprimés si possible, sinon le nom ne devra comporter que les lettres originales. Les signes diacritiques ne doivent pas être remplacés par des combinaisons de lettres qui souvent amènent un changement de place dans les index alphabétiques.

Revue bibliographique des modifications apportées à la nomenclature minéralogique.

(Décisions prises sur rapport de C. GUILLEMIN.)

La Commission internationale présentera chaque année une revue bibliographique des modifications apportées à la nomenclature minéralogique ; cette revue sera rédigée dans une des langues officielles de l'Association et sera communiquée aux Sociétés membres pour être publiée. Les listes actuelle-

ment publiées par différents périodiques continueront à paraître en adoptant de préférence la même présentation.

Les extraits seront classés en quatre groupes suivant qu'ils se rapportent :

1) à des travaux soumis à la « Commission inter-

nationale » avant leur publication et approuvés ;

2) à des travaux dont les conclusions auront été approuvées par un Comité national, mais dont le texte n'aura pas été soumis à la Commission internationale ;

3) à des travaux qui n'auront été soumis ni à la Commission internationale ni à un Comité national,

4) à des travaux qui, bien que désapprouvés par la Commission internationale ou un Comité national, auront été publiés.

Dans chaque groupe, les modifications seront classées en trois catégories :

a) les noms nouveaux (par ordre alphabétique) ;

b) les minéraux nouveaux « sans nom » (par ordre alphabétique du symbole, de l'élément principal de la composition) ;

c) les noms discrédités (par ordre alphabétique) ;

Dans chaque cas, la formule du minéral, les données cristallographiques essentielles, la ou les références bibliographiques seront données.

COMITÉ FRANÇAIS DE NOMENCLATURE

Modalités d'examen des mémoires concernant une modification de la nomenclature minéralogique.

1) Le Comité délibère à huis clos sur le texte du mémoire tel qu'il est proposé pour la publication, en appliquant les règles de validité adoptées par la Commission internationale des nouveaux noms de minéraux.

Toutefois, à la demande des deux tiers de ses membres, le Comité peut convoquer à l'une de ses séances :

a) le ou les auteurs afin qu'ils apportent des précisions ou des compléments d'informations ;

b) un ou plusieurs autres membres pour participer aux discussions.

Mais seuls les membres du Comité ont voix délibérative ; ils prennent seuls une décision à huis clos.

2) La modification de la nomenclature minéralogique doit être mentionnée explicitement dans le titre du mémoire et dans le résumé. S'il s'agit d'une espèce nouvelle, les caractères essentiels du minéral doivent être donnés dans le résumé.

3) Les décisions du Comité sont prises à la majorité des deux tiers de ses membres ; elles sont notifiées aux auteurs par écrit au nom du Comité de nomenclature.

4) Un mémoire jugé insuffisant ne pourra être à nouveau soumis au Comité que si un nouveau texte comportant toutes les corrections et tous les compléments demandés lui est présenté.

5) L'approbation du Comité est mentionnée dans le compte rendu de la séance et publiée en note infra-paginale de la rédaction de la revue dans le mémoire de l'auteur.

6) Si une modification de la nomenclature minéralogique est publiée dans une revue française sans avoir été soumise au Comité ou sans son approbation, la mention « mémoire non soumis à l'examen du Comité français de nomenclature » ou « mémoire examiné et désapprouvé par le Comité français de nomenclature » sera notifiée dans la rubrique « Revue des espèces minérales ».

Revue des espèces minérales nouvelles

PAR C. GUILLEMIN, F. PERMINGEAT et R. PIERROT,

B. R. G. M., Paris.

ABRÉVIATIONS UTILISÉES :

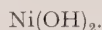
Chim. — Propriétés chimiques.
Crist. — Propriétés cristallogra-
phiques.

Disc. — Discussion.
Etym. — Étymologie.
Gis. — Gisements.

Obs. — Observations.
Opt. — Propriétés optiques.
Phys. — Propriétés physiques

HYDROXYDE DE NICKEL

K. L. WILLIAMS. — A naturel occurrence of nickel hydroxyde. *Amer. Mineral*, 1960, 45, 1109.



Crist. — Le diagramme de poudre est identique à celui fourni par le corps artificiel.

| | | | | | |
|-------|-----|-------|-----|-------|-----|
| 4,63 | 10 | 1,562 | 4 | 1,167 | 1,5 |
| 3,67 | 0,2 | 1,480 | 3 | 1,097 | 0,5 |
| 2,71 | 6 | 1,352 | 0,2 | 1,061 | 0,2 |
| 2,34 | 10 | 1,338 | 3 | 1,017 | 0,5 |
| 1,757 | 8 | 1,299 | 2 | 0,999 | 1 |

Phys. — Petites surfaces bleu-vert pâle, terreuses ; cassure blanche — dureté 2 — indices de réfraction de l'ordre de 1,58.

Gis. — Lord BRASSEY mine à Heazlewood, Tasmanie, avec zaratite dans une serpentinite.

Obs. — L'auteur considère posséder trop peu de données pour définir un nouveau minéral, une étude plus détaillée sera faite dans la mesure où il sera trouvé suffisamment de matériel.

LAZAREVICITE

Lazarevicite, a new cubic copper arsenic sulfide from Bor. Jugoslavia.

C. B. SCLAR et M. DROVENIK. — Abstracts of papers submitted for the meeting in Denver (octobre 31-novembre 2, 1960). Program 1960 annual meetings, 202.



Crist. — Cubique : $a = 5.28 \pm 0.01 \text{ \AA}$, groupe spatial : $P \bar{4}3 m$, structure de l'arsénosulvanite.

Opt. — En section polie, ressemble à l'enargite mais est caractérisée par son isotropie en lumière polarisée.

Chim. — Sa composition approche celle du terme riche en As de la série sulvanite, arsénosulvanite.

Gis. — Gîte de cuivre de Tilva Mika à Bor, Serbie.

Étym. — En l'honneur de M. LAZAREVIĆ, pionnier des mines de Bor.

RANQUILITE

M. JIMENES DE ABELEDO, MARIA RODRIGUEZ DE BENYACAR et ERNESTO E GALLONI. — Ranquillite, a calcium uranyl silicate. *Amer. Mineral*, 1960, 45, 1078.



Crist. — Orthorhombique, $a = 17,6 \text{ \AA}$, $b = 7,10 \text{ \AA}$, $c = 18,48 \text{ \AA}$. $Z = 8$.

Les premières raies du spectre de poudre sont les suivantes :

| | | |
|---------|---------|----------|
| 9,26 TF | 4,47 TF | 3,03 TF |
| 8,12 F | 3,68 f | 2,81 f |
| 6,62 f | 3,58 m | 2,63 f |
| 5,10 f | 3,34 m | 2,508 ff |
| 4,63 m | 3,21 m | 2,405 f |

Phys. — Se présente en fines lamelles transparentes, visibles au microscope électronique, fluorescent, densité comprise entre 2,89 et 3,32.

| <i>Chim.</i> | I | II | III | | |
|-------------------------------------|------|-------|------|-------------------------------------|--------|
| SiO ₂ | 31,9 | 31,9 | 26,6 | MgO ... | 1,40 |
| U ₃ O ₈ | 56,3 | 56,3 | 46,8 | CaO | 0,30 |
| CaO | 9,0 | 8,23 | 6,9 | Al ₂ O ₃ ... | 5,00 |
| H ₂ O..... | — | — | 19,6 | Fe ₂ O ₃ .. | 45,00 |
| SO ₃ | 1,1 | — | — | SiO ₂ | 1,80 |
| CaSO ₄ | — | 1,87 | — | V ₂ O ₄ | 5,00 |
| | 98,3 | 98,30 | 99,9 | V ₂ O ₅ | 16,60 |
| | | | | P ₂ O ₅ | 6,50 |
| | | | | SO ₃ | 1,00 |
| | | | | H ₂ O ⁺ ... | 13,30 |
| | | | | H ₂ O ⁻ ... | 5,00 |
| | | | | | 100,90 |

(I : analyse ; II : SO₃ recalculé en SO₄Ca, III : recalculé à 100 après déduction du gypse).

L'étude de la déshydratation montre la présence de deux hydrates : l'hydrate II est réversible en hydrate I.

Gis. — Région de Ranquil, mont Portezuelo, département de Malarguè. Argentine, associé avec gypse, calcite et limonite.

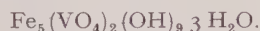
Étym. — D'après la localité d'origine.

Disc. — Cette description très incomplète n'aurait pas dû permettre la parution d'un nouveau nom. La densité est comprise entre 2,89 et 3,32, l'analyse est trop peu explicite en ce qui concerne la teneur en eau ; le manque de données thermodynamiques ne permet pas d'avoir une idée exacte de la formule. L'étude des hydrates est très élémentaire, il ne semble pas, d'après les diagrammes de poudre, que les deux hydrates coexistent dans les spécimens naturels ; les considérations ayant permis l'indexation du diagramme de poudre semblent hasardeuses, comme celles conduisant aux paramètres.

Enfin et surtout, le diagramme de poudre est très voisin de celui fourni par M. BURNEY et MURDOCH pour l'haiweeite (cf. *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 1959, 82, 393).

RUSACOVITE

E. A. ANKINOVICH. — Un nouveau minéral vanadifère. *Zapiski Vses. Mineral. Ob.*, 1960, 89, 440.



Crist. — Les raies du diagramme de poudre sont les suivantes :

| | | | | | |
|-------|----|-------|---|-------|---|
| 5,17 | 4 | 2,441 | 8 | 1,527 | 1 |
| 4,20 | 5 | 2,140 | 7 | 1,366 | 3 |
| 3,21 | 10 | 1,887 | 2 | | |
| 2,945 | 9 | 1,569 | 6 | | |

Phys. — Structure grenue, ressemble à de la jaro-site mais avec un reflet orangé à roux, éclat mat, poussière jaune ocre, dureté 1 1/2 à 2, densité 2,73-2,80.

Opt. — En lumière transmise, grains jaune d'or, polarise très faiblement, $n = 1,833 \pm 0,004$.

On distingue des esquilles et des petites tablettes allongées au microscope électronique.

Chim. — T. L. VILECHINA.

Bull. Soc. franç. Minér. Crist., 1961.

Obs. — L'analyse et le diagramme de poudre montre que ce minéral est différent de la Fervanite, de la Montroseïte et de la Nolanite.

Gis. — Rencontré dans des schistes argilo-charbonneux à Balasaouskandiksk, dans le NO du Karataou, avec apatite, sulfures, sulfosels et des ferri-aluminophosphates colloïdaux.

Étym. — Dédié à M. P. RUSACOV, géologue à l'Académie des Sciences.

SCHODERITE

D. M. HAUSEN. — Schoderite, a new phospho-vanadate mineral from Nevada. *Ibidem* Lazarevici-te, 115.



Crist. — Monoclinique, les raies intenses du diagramme de poudre sont (en Å) :

| | | | |
|----------|----------|---------|----------|
| 14,9 (4) | 11,1 (5) | 9,6 (2) | 7,6 (10) |
|----------|----------|---------|----------|

Phys. — Croûtes microcristallines jaune orange associées avec wavellite.

Petits cristaux tabulaires (010) et allongés parallèlement à l'axe *a*.

Opt. — Biaxe négatif 2 V (calculé) = 60°.

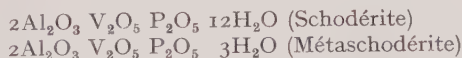
$$\begin{aligned} n_p &= 1,542 \\ n_m &= 1,548 \\ n_g &= 1,566. \\ Y &= b \end{aligned}$$

Se transforme en « métaschoderite » par perte de 9 molécules d'H₂O.

Les valeurs optiques sont alors 2 V = 73° (calculé).

$$\begin{aligned} n_p &= 1,598 \\ n_m &= 1,604 \\ n_g &= 1,626 \\ Z &= b \end{aligned}$$

Chim. —



Gis. — Avec wavellite et un phosphate d'aluminium inconnu à Vinini, près d'Eureka, Nevada.

Étym. — En l'honneur de W. P. SCHODER, chimiste de l'Union Carbide Nuclear Company.

Nouvelles données

CALCIOSTRONTIANITE

R. V. DIETRICH. — Calciostrontianite from Pulaski and Rockingham counties. Virginia. *Amer. Mineral*, 1960, 45, 1119.

Une stontianite contenant 8,1 % de CaO a été déterminée. Le diagramme de poudre, les valeurs optiques et la courbe d'analyse thermique différentielle sont donnés.

Crist. — Cubique, $a = 12,46 \text{ \AA}$.

Les raies intenses du diagramme de poudre sont (en \AA).

1,667 (10), 2,539 (9), 2,79 (8).

Phys. — Dodécaèdre brun sombre, dureté = 7, $d = 4,0$.

Opt. — Isotrope, $n = 1,94$.

Chim. —

CRYPTOMELANE

G. M. FAULRING, W. K. ZWICKER et W. D. FORGENG. — Thermal transformations and properties of cryptomelane. *Amer. Mineral*, 1950, 45, 946.

Des aiguilles de cryptomelane ayant été trouvées dans un minerai de manganèse, il a été possible de faire une étude cristallographique et thermique. Le diagramme de poudre est donné ainsi que plusieurs analyses chimiques.

| | |
|--------------------------------------|-------|
| CaO | 29,8 |
| ZrO ₂ | 29,9 |
| Ti ₂ O ₃ | 5,0 |
| MgO | 0,5 |
| FeO | 0,8 |
| Nb ₂ O ₅ | 1,0 |
| Al ₂ O ₃ | 11,0 |
| Fe ₂ O ₃ | 13,4 |
| SiO ₂ | 9,6 |
| | 101,0 |

FERSMITE

A. I. KOMKOV. — Les paramètres et le groupe spatial de la fersmite et de son analogue synthétique. *Zapiski Vses Mineral. Ob.*, 1960, 89, 455.

$a = 5,73 + 0,01 \text{ Kx}$

$b = 14,96 + 0,02 \text{ Kx}$

$c = 5,21 + 0,01 \text{ Kx}$

groupe spatial : $P_{63}/2$.

HAMBERGITE

G. SWITZER, R. S. CLARKE et J. SINKANKAS. — Fluorine in hambergite. *Ibidem*, Lazarevicite, 219.

Des analyses effectuées sur des hambergites de Californie ont montré la présence de 6 % de F. De nouvelles analyses effectuées sur les hambergites de Madagascar ont également montré la présence de fluor.

Il y a remplacement partiel de OH par F avec variations des paramètres. La formule doit s'écrire : $\text{Ba}(\text{OH}, \text{F})(\text{BO}_3)$.

KIMZEYITE

Kimzeyite, a zirconium garnet from Magnet Cove. Arkansas.

C. MILOTN, B. L. INGRAM et L. V. BLADE. — *Ibidem*, Lazarevicite, 162.

$\text{Ca}_3(\text{Zr}, \text{Ti}, \text{Mg}, \text{Fe}^{II}, \text{Nb})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{III}, \text{Si})_3\text{O}_{12}$.

KOLBECKITE

M. E. MROSE et B. WAPPNER. — New data on the hydrated scandium phosphate minerals, steretite, « eggonite » and kolbeckite. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1959, 70, 1648.

L'étude aux rayons X montre que ces minéraux ont une structure du type de la métavariscite. La formule générale serait : $\text{A}(\text{XO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Les diagrammes de poudre sont analogues au phosphate de scandium synthétique $\text{Sc}(\text{PO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

L'analyse par fluorescence X montre que le scandium est présent comme cation majeur. La formule pour la kolbeckite serait $(\text{Sc}, \text{Be}, \text{Ca})(\text{SiO}_4, \text{PO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

LARDERELLITE

J. R. CLARK. — X ray crystallography of larderellite. *Amer. Mineral.*, 1960, 45, 1087.

Cet article complète une note précédente, l'auteur ayant obtenu des cristaux d'une taille suffisante (cf. *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 1960, 83, 234).

MACGOVERNITE

B. J. WUENSCH. — The crystallography of macgovernite, a complexe arsenosilicate. *Amer. Mineral.*, 1960, 45, 937.

Groupe spatial : $R\bar{3}2/c$, $a = 8,22 \text{ \AA}$, $c = 205,5 \text{ \AA}$.

La maille contient :

$6\text{Mn}_9\text{Mg}_4\text{Zn}_2\text{As}_2\text{Si}_2\text{O}_{17}(\text{OH})_{11}$.

OLIVÉNITE-ADAMITE

E. A. DUNIN BAKKOVSKYA. — Deux nouveaux membres de la série olivénite-adamite. *Zapiski Vses mineral. Ob.*, 1960, 89, 400.

Étude chimique et cristallographique de deux minéraux intermédiaires entre l'olivénite et l'adamite par remplacement du cuivre bivalent par le zinc bivalent :

olivénite zincifère : 17,32 % et 22,50 % de ZnO
adamite cuprifère : 2,44 % de CuO.

OXYDES D'URANIUM HYDRATES

C. L. CHRIST et J. R. CLARK. — Crystal chemical studies of some uranyl oxydes hydrates. *Amer. Mineral.*, 1960, 45, 1026.

Les propriétés physiques, les diagrammes de poudre, les paramètres et les indices de réfraction sont donnés pour les minéraux suivants :

Becquerelite, billietite, fourmarierite, masuyite, schoepite, et vandendriesscheite (23 tableaux récapitulatifs).

POTARITE

K. TERADA et F. W. M. GAGLE JR. — The crystal structure of potarite (Pd, Hg) with some comments on allopalladium. *Amer. Mineral.*, 1960, 45, 1093.

Quadratique avec $a = 3,020 \text{ \AA}$, $c = 3,706 \text{ \AA}$. La cellule contient : PdHg.

Groupe spatial : P 4/mmm.

Les premières raies du diagramme de poudre sont les suivantes, (en \AA) :

3,033, 2,342, 2,142, 1,846, 1,515, 1,398, 1,272, 1,171 (les intensités des raies ne sont pas données).

Le système PdHg n'a pas fourni au cours de

cette étude de phase hexagonale, l'allopalladium décrit par ZINCKER n'était certainement pas un amalgame simple.

SHATTUCKITE

MING-SHAN-SUN. — Formula of shattuckite and weight loss by ignition, *ibidem*, Lazarevite, 218.

La perte totale de poids par chauffage est de 9,61 %. 4,12 % sont dus au départ de l'eau et 5,49 % à la réduction de CuO en Cu₂O. La formule serait : 3 CuSiO₃H₂O.

STERRETITE

M. E. MROSE et B. WAPPNER. — *Ibidem*, Kolbékite.

La formule de la sterretite serait : Sc(PO₄)₂H₂O (voir kolbékite).

WULFÉNITE URANIFÈRE

A. A. CERNIKOV. — Une wulfénite uranifère. *Zapiski Vses. Mineral. Ob.*, 1960, 89, 180.

Associée avec kasolite, cérusite, etc... ; des analyses effectuées sur des minéraux triés, donnent les résultats suivants :

| | |
|------------------------|-------------|
| PbO | 58,98-56,45 |
| MoO ₃ | 35,90-33,09 |
| UO ₃ | 2,55- 4,75 |

par irradiation de plaque, le noircissement est constant et représente exactement la forme du cristal de wulfénite. Remplacement probable de MoO₄⁻² par UO₄⁻².

Espèces discréditées

« DELTAITE » = CRANDALLITE + HYDROXYLAPATITE

W. T. ELBERTY et S. S. GREENBERG. — Deltaite is crandallite and hydroxylapatite (*ibidem*, Lazarevite, 89).

L'étude aux rayons X de la deltaite de Fairfield (Utah) montre qu'il s'agit d'un mélange de crandallite et d'hydroxylapatite.

BIBLIOGRAPHIE

Bull. Soc. franç. Minér. Crist.
(1961). LXXXIV, 110-1.

Röntgenographische Chemie, par E. BRANDENBERGER et W. EPPRECHT, éditeur : Birkäuser Verlag, Bâle, 1960, 2^e édition, 272 pages, 124 figures, 170 × 245, prix : fr. s. 32.

Ce livre est la deuxième édition, revue et complétée, de la *Chimie analytique à l'aide des rayons X*, de E. Brandenberger. On y trouve indiqués divers problèmes de recherches chimiques qui n'ont pu être résolus que grâce aux rayons X. L'importance de ceux-ci apparaît dès que le chimiste aborde des problèmes très difficiles à traiter à l'aide des autres techniques dont il dispose. Les auteurs remarquent qu'il faut aussi recourir à la diffraction électronique et même à celle des neutrons.

Ils exposent, principalement, les possibilités analytiques et les caractéristiques de l'état cristallin. Mais ils ne se limitent pas à l'analyse de composés purs, ou de mélanges bien définis, ils étudient aussi des transformations et des réactions chimiques dans les solides.

Ce livre peut servir non seulement en chimie, mais aussi dans des branches scientifiques voisines : chimie et physique de l'état solide, état cristallin en céramique, physique des métaux, même en biologie.

Enfin, les auteurs donnent un aperçu de l'application classique de la diffraction des rayons X à la détermination des structures cristallines.

L'ouvrage comprend les chapitres suivants :

1. Le cristal. Composés moléculaires et macromoléculaires. — 2. Application des rayons X à l'étude des substances cristallines (méthode des poudres ; diffraction des électrons et des neutrons).
- 3. Phases cristallines et amorphes. — 4. Interférence des rayons X. Détermination des espèces cristallines. Méthodes ; échantillons ; cristaux mixtes. — 5. Analyse des mélanges et méthode de recherches. — 6. Interférence des rayons X et connaissance de l'état cristallin ; méthode des poudres ; cristal unique ; diffraction électronique. — 7. Les interférences des rayons X comme moyen d'étude des transformations et des réactions chimiques dans l'état solide. Transformations polymorphiques. Passage état amorphe état cristallisé. Dissociation d'une phase cristalline en deux autres. — 8. Détermination de la structure cristalline à

l'aide des rayons X. Généralités. Notions de cristallographie. Étude des gaz et des liquides aux rayons X et par diffraction électronique.

C. KURYLENKO.

* * *

Der porenraum der sedimente, par W. v. ENGEHARDT, éditeur : Springer-Verlag, Berlin, 1960, 1 vol., 207 pages, 83 figures, 165 × 250, prix : DM. 48.

Dans les sédiments l'espace poreux peut atteindre 80 % et plus du volume total. Le volume relatif occupé par les pores, leur géométrie et la composition des liquides et des gaz qui les remplissent sont ainsi d'une importance capitale dans la plupart des problèmes qui se posent en pétrographie des sédiments, car tous les phénomènes à l'intérieur d'un sédiment et surtout sa diagenèse s'en ressentent. Il faut citer, en particulier, la séparation des phases non miscibles en fonction de leur densité et des propriétés des surfaces de séparation vers une répartition d'équilibre conforme au minimum d'énergie potentielle. Par là même, fondamental pour les industries du pétrole, l'espace poreux a été étudié activement par les laboratoires et les instituts du pétrole, principalement aux États-Unis. Mais la bibliographie très abondante qui s'y rapporte est avant tout destinée aux spécialistes.

L'auteur a pensé que cette question intéressait cependant tous les géologues, minéralogistes, pétrographes, puisqu'elle se rapporte à des phénomènes importants de l'écorce terrestre. C'est à eux qu'il a pensé en rédigeant ce livre, tout en cherchant aussi à donner aux spécialistes eux-mêmes, une claire vue d'ensemble d'un sujet que rend difficile l'abondance et la complexité des observations, et la complication croissante des méthodes.

L'ouvrage comprend quatre chapitres :

- A. — La porosité, définition et mesure, suivies d'une étude théorique et pratique de la porosité des sables, des glaises et des carbonates.

B. — Les phénomènes d'écoulement dans les pores. Généralités, équation de Darcy pour l'écoulement homogène dans les systèmes linéaires, ses limites de validité ; l'écoulement homogène dans l'espace ; les phénomènes d'écoulement hétérogène et les équilibres ; enfin, la perméabilité des roches.

C. — La diffusion dans les pores. Généralités, diffusion dans les roches à larges pores ; diffusion et adsorption de gaz et de liquides.

D. — Contenu des pores. Les solutions salines : leur composition chimique, leurs propriétés physiques et leur origine. Les pétroles et les gaz naturels : leurs compositions chimiques respectives, les équilibres de leurs phases ; leurs propriétés physiques respectives.

De nombreuses figures, des graphiques et quantité de tableaux numériques facilitent la compréhension et permettent de se faire une idée de l'importance des phénomènes. L'auteur signale également au fur et à mesure de son exposé, de nombreux problèmes qui restent à résoudre.

Enfin, une très importante bibliographie, dont la plupart des références sont assez récentes, rendra certainement grand service à tous ceux qui voudront approfondir leurs connaissances dans ce domaine.

M. M. Roos.

* * *

Cours de Minéralogie, parties I et II, *en ukrainien*, par E. K. LAZARENKO, éditeur : Université de Lvov, I : 1958, 286 pages, 47 tableaux, 220 figures, 150 × 230, prix : 6.80 roubles ; II : 1959, 654 pages, 81 tableaux, 609 figures, 150 × 230, prix : 13.40 roubles.

Ces cours de Minéralogie destinés aux étudiants des Facultés géologiques des Universités de l'U. R. S. S., sont classés en trois parties :

Dans la *première partie*, théorique, sont exposées les notions fondamentales de minéralogie : composition des minéraux, morphologie, propriétés chimiques et physiques, genèse et méthodes d'analyse minéralogique (286 pages, 220 figures, 47 tableaux).

La *deuxième partie*, descriptive, est relative aux éléments natifs, sulfures, oxydes, silicates, aluminosilicates, borates, phosphates, carbonates, molybdates, tungstates, chromates, sulfates, nitrates, halogénures et quelques composés organiques bien définis (654 pages, 609 figures, 81 tableaux).

La *troisième partie* aura pour objet la minéralogie des gisements et des roches (en préparation).

Les connaissances cristallochimiques et génétiques sont les *bases fondamentales de ces trois parties*.

En effet, les premières permettent de définir les relations qui existent entre la structure cristalline des minéraux examinés et leurs propriétés chimiques et physiques ; les secondes permettent de lier les propriétés des minéraux aux conditions de leur genèse et en même temps de définir les conditions générales de leur formation.

L'auteur apprend ainsi à l'étudiant à concevoir l'évolution du règne minéral à la lumière des connaissances scientifiques actuelles.

Enfin, une grande importance est donnée à l'utilisation industrielle et nationale de certains minéraux : on trouvera dans cet ouvrage beaucoup plus de détails que dans les traités classiques. Objectif, richement illustré, invitant à réfléchir, puisse ce traité servir de base à de nouveaux progrès.

C. KURYLENKO.

Note concernant la publication des articles scientifiques.

Rédaction, présentation des manuscrits et recommandations⁽¹⁾ aux auteurs.

Les articles scientifiques peuvent être classés en trois catégories :

a) *Les mémoires scientifiques* : ils sont rédigés de telle façon qu'un chercheur qualifié, suffisamment spécialisé puisse être capable, à partir des indications données et de celles-ci seulement :

- soit de reproduire les expériences et de retrouver les résultats obtenus avec des erreurs égales ou inférieures à la limite supérieure spécifiée par l'auteur ;
- soit de répéter les observations et de confirmer les conclusions de l'auteur ;
- soit de contrôler l'exactitude des analyses et

expériences qui ont conduit l'auteur à ses conclusions.

b) *Les nouvelles scientifiques* ou *publications préliminaires* : elles apportent une ou plusieurs informations scientifiques nouvelles, mais leur rédaction ne permet pas aux lecteurs de vérifier les dites informations dans les conditions indiquées au paragraphe a). C'est le cas, par exemple, des travaux où des considérations de propriétés industrielles ou de sécurité interviennent.

c) *Les exposés de mise au point* : ils ne donnent pas d'informations scientifiques nouvelles ; ils rassemblent et discutent des informations déjà publiées et concernant un sujet unique.

RÉDACTION DE L'ARTICLE

1) La *syntaxe* doit être aussi simple que possible ; les mots utilisés doivent appartenir au vocabulaire courant ou au vocabulaire scientifique et technique international. Les *néologismes* doivent, autant que possible, être évités, sinon leur étymologie et leur définition doivent être explicitées.

2) La *forme* impersonnelle ou la troisième personne doivent être utilisées de préférence.

3) L'*introduction historique* ou *critique* doit être aussi brève que possible.

4) Toutes les *informations scientifiques* souhaitables doivent être données dans le texte des mémoires, en particulier la description précise des méthodes nouvelles utilisées et tous les résultats significatifs obtenus. Toute omission nuisible à la bonne compréhension du texte doit être évitée.

5) La *nomenclature*, les *unités de mesure* et, d'une façon générale, toutes les *notations* utilisées doivent

être précisées et explicitées clairement en tête du texte.

6) Les *symboles* et les *abréviations* des termes techniques et des titres de périodiques doivent être conformes aux normes internationales ; le Centre de Documentation du Centre National de la Recherche Scientifique publie chaque année la liste des abréviations des titres d'un grand nombre de périodiques.

7) Les *reports bibliographiques* doivent comprendre tous les travaux antérieurement publiés dont la connaissance est utile pour situer le texte présenté dans le développement scientifique, à condition qu'ils puissent être aisément consultés ; si une publication n'est pas accessible, elle ne devra pas être mentionnée, par exemple une communication privée, écrite ou orale, à caractère secret ou n'ayant fait l'objet que d'une diffusion restreinte que ce soit à titre gratuit ou onéreux.

RÉDACTION DU TITRE ET DU RÉSUMÉ

Une attention toute particulière est demandée aux auteurs pour rédiger le titre et le résumé de leur article ; ceux-ci en effet doivent faciliter non

seulement la consultation du Bulletin, mais aussi le travail des rédacteurs des périodiques de documentation analytique et signalétique.

Le *titre* doit être court mais suffisamment explicite pour indiquer clairement le sujet traité dans son ensemble.

Le *résumé* doit être aussi concis que possible

(1) D'après les recommandations faites par le Comité de Documentation de la Délégation Générale à la Recherche Scientifique et Technique.

(1 500 caractères et intervalles maximum) mais doit rester intelligible par lui-même sans qu'il soit nécessaire de se reporter au texte de l'article.

Il doit être rédigé avec des phrases entières, non avec une suite de simples titres, et doit révéler :

- *l'objet des recherches*, dans la première phrase ; cette première phrase ne doit pas être la répétition du titre ; elle peut aussi utilement préciser la façon dont le sujet est traité (succinct, approfondi, théorique...) ;
- les *méthodes utilisées* et, si elles sont nouvelles, leur principe de base, leur domaine d'application et leur degré d'exactitude ;
- les *faits nouveaux* observés, même s'ils n'ont

- qu'accessoirement trait au sujet principal ;
- les *traits nouveaux* essentiels des théories, techniques, procédés, appareils ;
- le *nom de tout nouveau composé*, nouvelle espèce minérale... ;
- *toute nouvelle donnée numérique*, telle qu'une constante physique ;
- les *conclusions* tirées des théories, des techniques, des expériences ou des arguments.

Les résumés de tous les articles publiés seront reproduits et réunis en tête de chaque fascicule pour être éventuellement découpés et collés sur des fiches de format 7,5 × 12,5 cm.

PRÉSENTATION DES MANUSCRITS

Le texte des manuscrits, rédigé *ne varietur*, en style clair, ponctué correctement, doit être dactylographié, sans surcharges, ni ratures, écrit seulement au recto des feuillets (toutes les corrections d'auteur sont à la charge de l'auteur).

Il doit comporter :

- a) l'adresse du laboratoire où le travail a été effectué ;
- b) un *résumé* de 1 500 caractères et intervalles maximum (le titre et le résumé doivent être rédigés comme il est indiqué au paragraphe précédent ;
- c) une *bibliographie*, sur un feuillet à part, indiquant dans l'ordre suivant :
 - 1° le nom des auteurs classé par ordre alphabétique ;
 - 2° l'année ;
 - 3° le titre de l'ouvrage ou du périodique ;
 - 4° le tome et la page ;
 les abréviations doivent être conformes à celles qui sont publiées par le Service de Documentation du C. N. R. S. ;
- d) une *legende* explicite des figures, des tableaux et des planches, sur un feuillet à part ;
- e) les *formules* mathématiques écrites sur papier millimétré, pour que la disposition des caractères ne porte pas à confusion ;
- f) le texte des chiffres et de toutes les indications

portées au crayon sur les figures et les planches, classés, par grandeur des caractères, sur un autre feuillet ; ce texte doit être écrit au crayon sur les figures et les planches ; les traits des figures doivent être dessinés à l'encre de Chine sur calque fort ; largeur de la figure : de préférence 10 à 14 cm ;

- g) l'indication de la place des figures et des tableaux dans le texte ;
- h) le report du nom de l'auteur sur chaque feuillet, près de la pagination ;
- i) l'indication de l'importance des titres par un repère chiffré au crayon en marge (1, 2, 3, 4...). Les caractères soulignés d'un trait sont composés en *italique*, de deux traits en PETITES CAPITALES, de trois traits en GRANDES CAPITALES, d'un trait tremblé en caractères gras ;

- j) l'indication de la *catégorie* de l'article ;
- k) l'indication du nombre *total* d'exemplaires de tirages à part désirés (25 sont offerts par la Société).

Les épreuves d'imprimerie doivent être corrigées en utilisant les signes conventionnels de corrections (voir : *Guide pratique du Compositeur*, de Th. Leïèvre).

DATES DE PUBLICATION
du **Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie** :
Nos 1-3... avril 4-6... juillet 7-9... octobre 10-12... janvier

Le Secrétaire-gérant : A.-J. ROSE.

Étude de la transmission anormale des rayons X dans des cristaux de silicium

II. — APPLICATION AUX CRISTAUX IMPARFAITS

PAR A. AUTHIER,

Laboratoire de Minéralogie-Cristallographie, 1, rue V. Cousin, Paris, 5^e.

Résumé. — On montre comment l'on peut utiliser les images de dislocations obtenues à l'aide de la transmission anormale des rayons X dans des cristaux tels que $\mu d \sim 6$ pour reconstruire dans l'espace une ligne de dislocation. Les images de dislocations se présentent sous la forme d'un double trait, noir et blanc, si le défaut est situé sur la face de sortie du cristal et sous la forme d'un triple trait, noir-blanc-noir, si la dislocation est située à l'intérieur du cristal. On décrit un modèle théorique qui permet de calculer le profil des images, d'interpréter les caractéristiques observées expérimentalement et d'obtenir l'ordre de grandeur du champ de déformation à grande distance d'une dislocation.

VII. — ÉTUDE EXPÉRIMENTALE DES IMAGES DE DISLOCATIONS

VII-1. Introduction.

Les désorientations du réseau cristallin au voisinage d'une dislocation entraînent des variations locales du pouvoir réflecteur du cristal pour les rayons X. Ces variations sont utilisées pour mettre en évidence photographiquement les dislocations. Plusieurs techniques ont été mises au point dans ce but, les unes par réflexion et les autres par transmission :

a) *Techniques par réflexion.* J. B. Newkirk (1958, 1959), M. Cagnon (1959), M. Yoshimatsu et K. Kohra (1960) ont repris pour cela la méthode de Berg-Barrett. U. Bonse (1958), U. Bonse, E. Kappler et F. J. Simon (1959) ont utilisé un double spectrographe et interprètent le contraste des images de dislocations en fonction des désorientations dues au champ de déformation de la dislocation.

b) *Techniques par transmission.* Ces techniques, qui permettent de connaître le tracé des défauts à l'intérieur du cristal, semblent devoir être les plus puissantes. Elles ont été appliquées

par de nombreux auteurs : A. R. Lang (1959 a et b) ; G. Borrmann, W. Hartwig et H. Irmeler (1958) ; G. Borrmann (1959), H. Barth et R. Hosemann (1958) ; V. Gerold et F. Meier (1959) ; A. Authier (1960).

VII-2. Formation des images de dislocations par transmission.

On sait que, lorsqu'un faisceau divergent de rayons X frappe un cristal sous l'incidence de Bragg, le trajet des rayons à l'intérieur du cristal est compris dans un dièdre d'angle 2θ et que deux faisceaux prennent naissance à la sortie du cristal, l'un dans la direction incidente $T_o^{(d)}$ et l'autre dans la direction réfléchie $T_h^{(d)}$ (fig. III-2). La dimension de l'intersection des faisceaux émergents avec la face de sortie du cristal est égale à $2d \operatorname{tg} \theta$ où d est l'épaisseur du cristal. La trace de chacun de ces faisceaux sur un film photographique contient l'image de défauts contenus à l'intérieur et sur la face de sortie du cristal. Une telle trace représente une *section* du cristal et est appelée « section pattern » par A. Lang. Le pouvoir de résolution de la méthode dépend des dimensions de la source de rayons X,

de la position de la dislocation, de la finesse des grains de la pellicule et, nous le verrons plus loin, du phénomène de diffraction qui donne naissance à l'image.



FIG. VII-1 a. — Photographie prise avec un foyer linéaire — seuls les défauts superficiels se voient nettement (rayures et dislocations). Les images de dislocations situées en profondeur sont des trainées floues. $\times 13,33$.

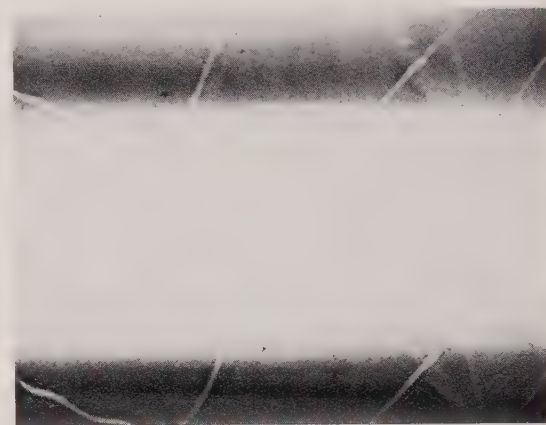


FIG. VII-1 b. — Photographie prise sur le même cristal, mais après polissage éliminant les défauts de surface et avec un foyer limité par une fente fine, ce qui fait apparaître les dislocations situées en profondeur. $\times 13,33$.



FIG. VII-1 c.

FIG. VII-1 c. — Détail de la photographie VII-1 b, prise dans une position voisine. On remarquera le contraste légèrement différent des traces dans les deux faisceaux : pour une région de la dislocation située du côté du faisceau direct, on observe un maximum dans le faisceau $T_o^{(d)}$ (A) et un minimum dans le faisceau $T_h^{(d)}$ (C). Lorsque la dislocation est située de l'autre côté, elle présente des bords nets dans les deux faisceaux (B et D). $\times 16,67$.

FIG. VII-1. — Photographies de dislocations dans le silicium. La trace supérieure est celle du faisceau $T_h^{(d)}$; la trace inférieure, celle du faisceau $T_o^{(d)}$. Réflexion 220 — rayonnement MoK α . L'épaisseur du cristal est 4 mm. Le montage est un montage à deux cristaux. Le premier cristal, sans dislocation, a une épaisseur de 0,4 mm.

Si l'on désire comparer les images de dislocations dans les deux faisceaux, $T_o^{(d)}$ et $T_h^{(d)}$, il faut éliminer le faisceau direct qui a simplement subi l'absorption photoélectrique normale. Ceci est réalisé si le produit μd du coefficient d'absorption μ par l'épaisseur d du cristal est supérieur

à 10 environ : le faisceau direct est alors totalement éliminé. Les expériences de G. Borrmann sont faites dans ces conditions. Si les valeurs de μd sont plus faibles, il faut utiliser un montage

le deuxième cristal peut subir le phénomène d'interférence mais non d'augmenter le pouvoir de résolution si le foyer est de petites dimensions.

Une seule *section* du cristal est insuffisante pour donner un aspect d'ensemble des dislocations dans le cristal. Pour obtenir une vue d'ensemble, il faut soit utiliser un montage en lumière parallèle (H. Barth et R. Hosemann, V. Gerold et F. Meier) soit, si l'on utilise un faisceau divergent, déplacer simultanément le cristal et le film par rapport au faisceau, en éliminant le faisceau direct par un système de fentes placé entre le cristal et le film (technique de A. Lang).

Si μd est petit ($\mu d \leq 1$) le faisceau direct traverse le cristal sans être fortement absorbé et, lorsqu'il coupe une dislocation, il donne naissance à un faisceau réfléchi dont l'intersection avec le film est la projection de la dislocation dans la direction réfléchie ; le diagramme obtenu après translation est appelé « *traverse pattern* » par A. Lang.

Au contraire, si μd est élevé ($\mu d > 3$) le faisceau direct est à peu près complètement absorbé et ne contribue pas à la formation de l'image. Lorsque l'on déplace de manière continue le cristal et le film, les traces créées par les dislocations dans le faisceau ayant subi un phénomène d'interférence sont totalement brouillées si les défauts sont situés loin de la face de sortie du cristal (si $2d' \tan \theta$ est supérieur à la dimension latérale de l'image, où d' est la distance de la dislocation à la face de sortie). Nous allons montrer qu'il est alors possible de reconstruire le tracé de la ligne de dislocation en prenant plusieurs *sections* sur la même photographie.

VII-3. Reconstruction dans l'espace de la ligne de dislocation.

Considérons une source ponctuelle de rayons X et une fente fine, parallèle à l'intersection des plans réticulaires avec la face d'entrée, limitant le faisceau issu du foyer. Seule est visible la partie de la dislocation qui est contenue dans le dièdre d'angle 2θ et dont l'arête est la trace du faisceau incident sur la face d'entrée du cristal. Chaque point de la dislocation est projeté sur la face de sortie du cristal suivant la droite du plan perpendiculaire à l'arête du dièdre qui passe par ce point et s'appuie sur l'arête du dièdre. Ceci n'est pas rigoureux, par suite de la divergence latérale du faisceau. Elle est de l'ordre de 10° dans notre montage et nous négligerons cet effet.

Sur la figure VII-2 nous avons illustré dans quelques cas particuliers la formation des images photographiques à partir d'une ligne de dislocation. Inversement, si l'on connaît la direction de la projection de la dislocation perpendiculairement à la face de sortie (projection horizontale sur la figure VII-2), il est facile de trouver les cotes du milieu de l'image photographique et des points d'intersection de la dislocation avec le dièdre de projection. Pour connaître approximativement la direction de la projection horizontale de la ligne de dislocation, on utilise la remarque suivante : la projection de la dislo-

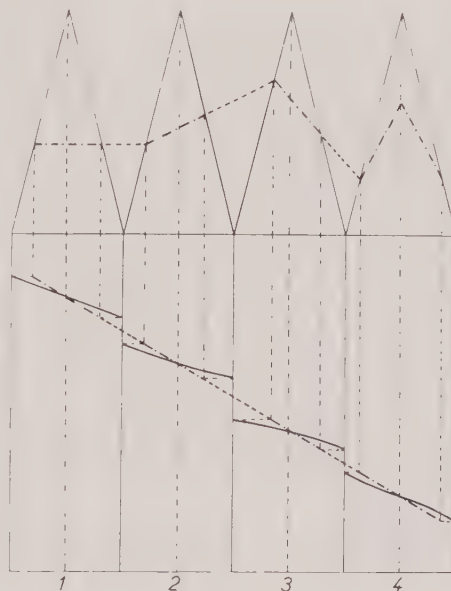


FIG. VII-2. — Principe de la formation des images photographiques à partir de la ligne de dislocation.

Pour illustrer schématiquement la formation des images de dislocations à l'aide des rayons X, on a utilisé une « ligne de dislocation » particulière dont la projection horizontale est une ligne droite et la projection frontale une ligne brisée. Le plan horizontal est parallèle à la face de sortie du cristal et le plan frontal est perpendiculaire aux plans réticulaires.

On a représenté en traits pleins les images photographiques, en traits pointillés les projections horizontale et frontale de la dislocation, en traits interrompus les segments de la dislocation qui sont situés à l'intérieur des dièdres de projection et qui sont les seules parties de la dislocation qui soient vues.

1. La dislocation est horizontale : l'image est droite.
2. La dislocation s'éloigne de la face de sortie : la concavité de l'image est dirigée vers le haut de la figure.
3. La dislocation se rapproche de la face de sortie : la concavité de l'image est dirigée vers le bas de la figure.
4. La dislocation s'éloigne de la face de sortie puis s'en rapproche : l'image présente un point d'inflexion.

cation coupe l'image au centre de celle-ci (voir fig. VII-2) ; il suffit alors de joindre les centres des images obtenues en prenant plusieurs photographies sur le même film, pour plusieurs positions successives du cristal et du film par rapport au faisceau de rayons X. En procédant de proche en proche on peut reconstituer toute la ligne de dislocation.

Nous avons utilisé cette méthode pour observer les dislocations dans un cristal de silicium de 4 mm d'épaisseur, contenant peu de dislocations. Le spectrographe est celui qui a été décrit au § III-5. Le foyer du tube est linéaire

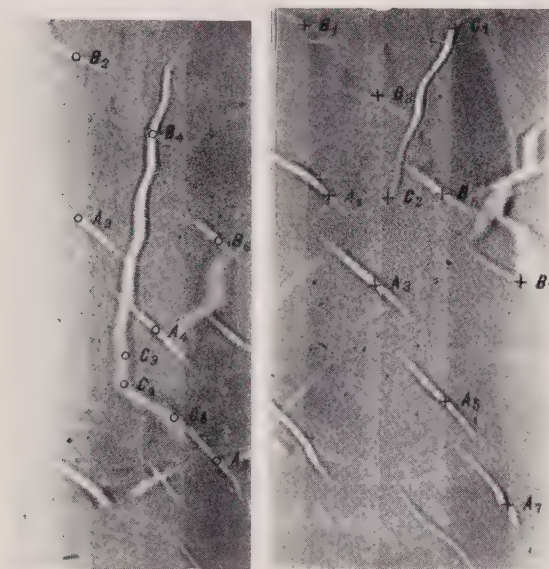


FIG. VII-3 a et b. — Superposition de plusieurs sections du cristal sur la même photographie. Les lettres et les indices qui leur sont attachés indiquent les traces qui ont permis de reconstituer les dislocations A, B et C. Photographies prises sans monochromateur. $\times 13,33$.

et a 20 μ d'épaisseur. Nous en avons limité l'extension latérale par une fente fine. Le pouvoir séparateur correspondant est de quelques microns. Le rayonnement est $\text{MoK}\alpha$ et la valeur correspondante de μd est 5,7. Cette valeur est trop élevée pour que la technique de Lang puisse être appliquée. Nous avons construit un porte-cristal permettant la translation simultanée du cristal et du film (1). Pour illustrer la méthode, nous avons pris sur chaque film une

série de trois ou quatre photographies en déplaçant cristal et film de la quantité $d \tan \theta$. Les photographies VII-3 a et VII-3 b ont été prises dans ces conditions sur la même plage du cristal, mais cristal et film occupent, dans le cas de la figure VII-3 a, des positions s'intercalant entre celles qu'ils occupaient dans le cas de la figure VII-3 b. Sur la figure VII-3 c nous avons reconstitué la projection de trois dislocations perpendiculairement à la face de sortie du cristal qui est ici un plan (112) ainsi que la projection frontale sur le plan (111). Les plans réticulaires sont les

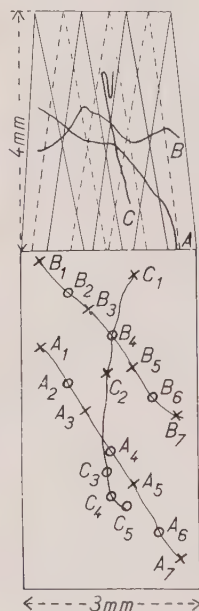


FIG. VII-3 c. — Projection des trois dislocations A, B et C sur la face de sortie et projection frontale. On a représenté sur la projection frontale la projection des faisceaux de rayons X qui ont donné naissance aux traces superposées sur chaque photographie : en traits pointillés pour la photographie VII-3 a et en traits pleins pour la photographie VII-3 b. On remarquera la partie de dislocation C qui sort des faisceaux de rayons X utilisés dans la photographie VII-3 b et n'est pas visible alors qu'elle est visible sur la photographie VII-3 a.

Les cercles indiquent les points déterminés à l'aide de la photographie VII-3 a. Les croix indiquent les points déterminés à l'aide de la photographie VII-3 b.

plans (110). Nous avons représenté sur la projection frontale la projection des dièdres correspondant aux différentes poses. On remarquera que la partie de la dislocation C comprise entre les points C_2 et C_5 est située en dehors des dièdres de projection de la photographie VII-3 b et elle n'est pas visible sur cette photographie. Elle est nécessairement située à une distance de la face de sortie supérieure à 1,5 mm, cote de l'intersection des dièdres successifs. Par contre, elle est située à l'intérieur de l'un des dièdres de projection de la photographie VII-3 a et est donc visible. Nous montrerons qu'il est possible de déterminer par le calcul la variation de la largeur de l'image en fonction de la distance de la dislocation à la face de sortie ; cette variation permet de contrôler les cotes déterminées d'une autre manière. Sur la figure VII-4 nous avons

(1) Nous remercions M. A. Rimsky dont l'aide dans la réalisation des plans d'appareillage nous a été très précieuse.

représenté la reconstruction dans l'espace de trois lignes de dislocations.

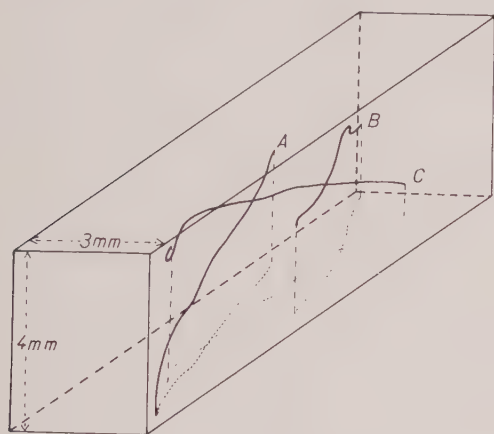


FIG. VII-4. — Reconstitution dans l'espace des trois lignes de dislocation A, B, C.

VII-4. Nature des images de défauts linéaires.

Les images de défauts linéaires contenus à l'intérieur du cristal et sur la face de sortie sont de fines traînées qui se retrouvent exactement dans les deux faisceaux $T_o^{(d)}$ et $T_h^{(d)}$ (fig. VII-1 a, b, c) : les traînées correspondantes dans les deux traces proviennent du même défaut du cristal. Elles se présentent soit sous la forme d'un double trait, noir et blanc, soit sous la forme d'un trait blanc bordé de noir de chaque côté. Ces dernières ont le même aspect dans les deux faisceaux. Les premières, par contre, présentent un contraste inversé dans les deux faisceaux : si la traînée est dans le faisceau $T_o^{(d)}$, le trait blanc est du côté du faisceau réfléchi. Au contraire, dans le faisceau $T_h^{(d)}$, le trait blanc est du côté du faisceau incident. Nous avons montré (Authier, 1960) que la dissymétrie de cette structure fine est liée non à la dissymétrie du défaut cristallin, mais au phénomène de diffraction. On peut montrer d'autre part que les traînées doubles correspondent à des défauts superficiels : si l'on fait volontairement des rayures sur la face de sortie du cristal, leur image présente le contraste noir-blanc (fig. VII-1 a). Après les avoir éliminées par polissage, on peut vérifier que les images correspondantes ont disparu (fig. VII-1 b et c). Les défauts situés en profondeur présentent le contraste triple : il est aisé de le vérifier puisque, comme

nous l'avons vu dans le § VII-3, il est possible de déterminer directement leur distance à la face de sortie ; remarquons en particulier le cas de la partie C_2-C_3 de la dislocation C qui est nécessairement située en profondeur dans le cristal. Le contraste noir-blanc-noir a été signalé pour la première fois par G. Borrmann (1959).

VIII. — ÉTUDE THÉORIQUE DE LA FORMATION DES IMAGES DE DÉFAUTS LINÉAIRES

VIII-1. Introduction.

Pour interpréter théoriquement les profils observés expérimentalement pour les images de défauts, nous avons imaginé un modèle approché représentant le défaut. Afin de simplifier les calculs nous nous sommes placé dans des conditions particulières et nous avons fait plusieurs approximations.

a) Hypothèses simplificatrices.

— Les plans réticulaires sur lesquels se fait la réflexion dans le « bon » cristal entourant le défaut sont perpendiculaires aux faces d'entrée et de sortie.

— Le défaut linéaire est parallèle à l'intersection de la face d'entrée et des plans réticulaires. Par exemple, si c'est une dislocation-coin, son vecteur de Burgers est normal aux plans réticulaires. Lorsque le vecteur de Burgers est parallèle aux plans réticulaires, le contraste est très faible (Authier, 1960).

— L'épaisseur du « bon » cristal entre la face d'entrée et le défaut est suffisamment grande pour que l'on puisse négliger le champ 2 (voir le § II-3 ; $\mu d \gg 2$ pour des rayons situés au centre du faisceau). Cette hypothèse a pour but de simplifier les calculs, mais n'est pas fondamentale.

— Le diamètre D de l'intersection de la région perturbée avec le plan d'incidence est petit par rapport à $2 d_1 \tan \theta$ où d_1 est la distance de la dislocation à la face d'entrée du cristal. Les angles d'incidence sur le « bon » cristal des rayons qui frappent la zone perturbée sont contenus dans un domaine angulaire donné par l'équation III-3-4. Si $D = 80 \mu$, $\mu d_1 = 3$ et si l'on est au centre du faisceau, ce domaine angulaire est de 0,2 s. Sauf si la dislocation est sur les bords du faisceau, on peut par suite négliger la variation de l'angle d'incidence sur

le « bon » cristal des rayons qui frappent la zone perturbée. Nous avons représenté sur la figure VIII-1 la région dans laquelle on peut faire cette approximation. Nous tiendrons compte dans les calculs d'une éventuelle variation de l'angle d'incidence sur le « bon » cristal des rayons frappant la région perturbée, mais les résultats relatifs aux bords extrêmes de l'image ne seront pas parfaitement corrects.

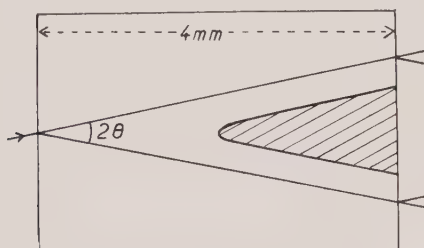


FIG. VIII-1. — La zone hachurée représente les points du cristal pour lesquels on peut négliger la variation de l'angle d'incidence sur le « bon » cristal des rayons qui frappent la région perturbée par une ligne de dislocation à l'intérieur du cristal. Réflexion 220 sur du silicium, rayonnement $\text{MoK}\alpha$, épaisseur du cristal 4 mm.

b) Modèle.

— On suppose que la région perturbée par le défaut linéaire peut être schématiquement divisée en trois zones cylindriques concentriques. La zone centrale, dont le diamètre est de l'ordre de 1 à $2\ \mu$, est très perturbée par rapport au « bon » cristal et le rayonnement qui a subi des phénomènes d'interférences à l'intérieur du « bon » cristal subit simplement le phénomène d'absorption photoélectrique à l'intérieur de cette zone. Elle ne contribue pas de manière visible à l'image du défaut. La zone moyenne, qui est à l'origine de la formation de l'image et que, seule, nous étudierons ici, a un rayon de 50 à $80\ \mu$. Les désorientations par rapport au « bon » cristal y sont comparables au domaine angulaire de la réflexion : à une distance de $15\ \mu$ du centre d'une dislocation, la désorientation est de l'ordre de la demi-largeur à mi-hauteur de la courbe de réflexion. Dans la zone la plus externe, qui s'étend assez loin, les désorientations sont très faibles et les hypothèses que nous allons décrire ne sont plus valables. Le contraste de l'image est pratiquement négligeable à l'extérieur de la zone moyenne et nous négligerons les effets dus à la zone externe.

La largeur de la courbe de réflexion est beau-

coup plus élevée dans le cas de la diffraction électronique que dans le cas des rayons X. La région dans laquelle les désorientations sont de l'ordre du domaine de réflexion α , dans le cas des électrons, un diamètre inférieur à $0,1\ \mu$. Ceci explique pourquoi les images de dislocations obtenues à l'aide de la microscopie électronique sont beaucoup plus étroites.

Cette remarque permet de voir que le pouvoir de résolution de la mise en évidence des dislocations à l'aide d'un phénomène de diffraction est d'autant meilleur que la largeur angulaire du domaine de réflexion est plus grande (par exemple, il sera meilleur avec un corps de poids atomique élevé).

L'influence de la zone perturbée sur les rayons X qui ont subi un phénomène d'interférence dans le « bon » cristal peut être considérée comme la résultante de deux effets : influence produite sur un rayon donné par la traversée de régions successives plus ou moins perturbées, variation de la grandeur de la désorientation dans les régions traversées en fonction de la distance du rayon à l'axe du défaut. Pour tenir compte aisément de ces deux effets, il est plus commode de considérer la région perturbée comme une lame cristalline parallélépipédique dont les faces d'entrée et de sortie sont parallèles aux faces d'entrée et de sortie du bon cristal.

— Pour rendre compte de la variation des orientations cristallines rencontrées le long du trajet d'un rayon, nous supposons que cette lame est séparée du bon cristal par une zone très mince et que dans cette zone les deux ondes « o_1^1 » et « h_1^1 » qui s'étaient propagées simultanément dans le premier cristal reprennent leur individualité ; l'indice inférieur rappelle qu'il s'agit du champ 1 et l'indice supérieur que ces ondes n'ont traversé qu'un seul cristal. Ces deux ondes, qui se propagent dans l'espace libre, l'une dans la direction incidente pour le premier cristal et l'autre dans la direction réfléchie, forment deux faisceaux incidents pour le cristal perturbé. On supposera que les faisceaux ne donnent pas lieu à des phénomènes d'interférence ; dans le calcul du bilan de l'énergie sur la face de sortie de la lame perturbée nous additionnerons des intensités et non des amplitudes. Nous supposons de même que les ondes o_2^2 (o_1^1), h_2^2 (o_1^1), o_2^2 (h_1^1) et h_2^2 (h_1^1) reprennent leur individualité à la sortie du deuxième cristal et forment huit faisceaux sur la lame cristalline suivante. Sur les figures VIII-2 et VIII-6 nous avons représenté schématiquement notre modèle.

— Pour rendre compte de la variation de la

désorientation en fonction de la distance du rayon à l'axe du défaut, nous supposons que l'angle d'incidence d'un rayon qui frappe la face d'entrée du cristal perturbé en un certain point P dépend de l'angle d'incidence du rayon sur le premier cristal et de la désorientation au point P des plans réticulaires du cristal perturbé par rapport à ceux du bon cristal. Cette désorientation est donnée en fonction de la distance de P au

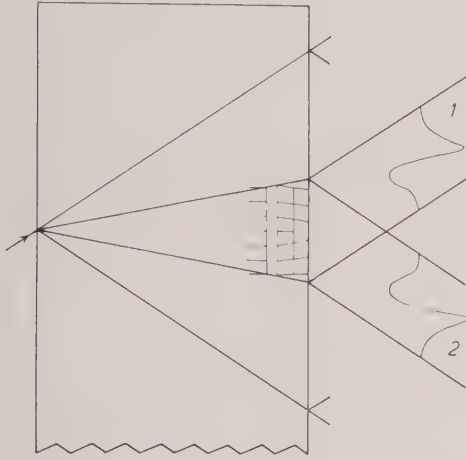


FIG. VIII-2. — Modèle utilisé pour représenter une dislocation voisine de la face de sortie du cristal.

1. Profil de l'image dans le faisceau $T_o^{(d)}$ d'un défaut linéaire sur la face de sortie.

2. Profil dans le faisceau $T_h^{(d)}$.

centre du défaut par le champ de déformation du défaut. Nous supposons que le pinceau considéré, pénétrant dans le cristal perturbé sous l'angle d'incidence ainsi calculé, se comporte ensuite à l'intérieur de ce deuxième cristal *comme si celui-ci était parfait*. Chaque pinceau du faisceau qui frappe la région perturbée se propage ainsi suivant un trajet différent, fonction de la position du point d'incidence du pinceau. La lame de mauvais cristal doit avoir une épaisseur suffisamment mince pour que la région où se trouve le point d'émergence du rayon ne soit pas sensiblement désorientée par rapport à la région entourant le point d'incidence. Ceci est réalisé si l'épaisseur du cristal perturbé est de l'ordre de 50μ . Si la zone perturbée est plus épaisse, on la considère comme un empilement de deux ou trois lames perturbées (voir par exemple la figure VIII-6).

Les dimensions latérales de la lame perturbée sont trop grandes pour que les phénomènes de

diffraction par cette lame soient importants et le domaine excité sur la surface de dispersion est petit. La zone la plus interne pourrait être à l'origine de phénomènes de diffraction mais l'énergie mise en jeu est trop faible et les effets sont négligeables. L'épaisseur de la lame est du même ordre de grandeur que la longueur d'extinction de la solution pendulaire, mais comme l'onde incidente n'est pas une onde plane et que le domaine excité sur la surface de dispersion est petit, il ne peut pas y avoir de phénomènes d'interférences entre des ondes différentes.

VIII-2. Formules théoriques.

a) *Bilan de l'énergie à la sortie de la première lame de cristal perturbé.*

Nous utiliserons deux systèmes d'axes de coordonnées, $\vec{O}_1 z^1, \vec{O}_1 y^1$ et $\vec{O}_2 z^2, \vec{O}_2 y^2$ parallèles aux axes $\vec{O}z, \vec{O}y$ définis dans le § III-3 pour le premier cristal (« bon » cristal). Les origines O_1 et O_2 sont situées sur la droite d'intersection du plan réticulaire du bon cristal contenant l'axe du défaut avec le plan d'incidence : O_1 est au point d'intersection de cette droite avec la face d'entrée du cristal perturbé et O_2 au point d'intersection avec la face de sortie. Rappelons que nous avons supposé l'axe du défaut parallèle aux plans réticulaires et à la face de sortie du cristal. Soit P un point courant sur l'intersection du plan d'incidence et de la face d'entrée de la lame perturbée. Soient $\Delta\theta_1$ l'écart à l'incidence de Bragg sur le premier cristal du pinceau incident en P et η_1 la valeur correspondante du paramètre η (défini par III-2-11), $\Delta\theta_{1,2}$ la désorientation du cristal perturbé par rapport au premier cristal (définie avec les conventions de signe du § IV-2) au point d'incidence P considéré, $z = f(y^1)$ l'équation de l'enveloppe des normales aux plans réticulaires du cristal perturbé. On a :

$$\text{VIII-2-1} \quad \Delta\theta_{1,2} = f'(y^1)$$

L'écart à l'incidence de Bragg $\Delta\theta_2(h_1^1)$ de l'onde « h_1^1 » sur le deuxième cristal au point P est donné par l'équation IV-2-1-a :

$$\text{VIII-2-2 a} \quad \Delta\theta_2(h_1^1) = \Delta\theta_{1,2} - \Delta\theta_1$$

On a de même :

$$\text{VIII-2-2 b} \quad \eta_2(h_1^1) = \eta_{1,2} - \eta_1$$

D'après l'équation III-2-7 *b*, l'angle d'incidence $\Delta\theta_2(o_1^1)$ de l'onde « o_1^1 » sur le deuxième cristal au même point P est :

$$\text{VIII-2-3 } a \quad \Delta\theta_2(o_1^1) = \Delta\theta_1 - \Delta\theta_{1,2} = -\Delta\theta_2(h_1^1)$$

On a de même :

$$\text{VIII-2-3 } b \quad \eta_2(o_1^1) = -\eta_2(h_1^1)$$

Si d_1 est l'épaisseur du premier cristal, la variation $\Delta\eta_1$ du paramètre η_1 entre les points P et O_1 est donnée d'après l'équation III-3-2 par :

$$\text{VIII-2-4 } a \quad y^1 = - \left[\frac{\eta_1}{\sqrt{1 + \eta_1^2}} - \frac{\eta_1(O_1)}{\sqrt{1 + \eta_1^2(O_1)}} \right] d_1 \operatorname{tg} \theta$$

Si $\Delta\eta_1$ est petit, cette expression se réduit à :

$$\text{VIII-2-4 } b \quad y^1 = - \frac{\Delta\eta_1 d_1 \operatorname{tg} \theta}{(1 + \eta_1^2)^{\frac{3}{2}}}.$$

VIII-2-8

$$\begin{aligned} I_{1,2}^2 &= \frac{1}{4} \left[I_{h_1}^1(\eta_1) \left(1 \mp \frac{\eta_2}{\sqrt{1 + \eta_2^2}} \right)^2 + \frac{I_{o_1}^1(\eta_1)}{1 + \eta_2^2} \right] \frac{dy^1}{dy_{1,2}^2} \\ I_{o_1,2}^2 &= \frac{1}{4} \left[\frac{I_{h_1}^1(\eta_1)}{1 + \eta_2^2} + I_{o_1}^1(\eta_1) \left(1 \pm \frac{\eta_2}{\sqrt{1 + \eta_2^2}} \right)^2 \right] \frac{dy^1}{dy_{1,2}^2} \end{aligned}$$

Les ordonnées des points d'émergence sur la face de sortie sont données pour les deux champs d'ondes par les équations IV-2-2 :

$$\text{VIII-2-5} \quad \begin{cases} y_1^2(h_1^1) = y^1 + \frac{\eta_2(h_1^1) d_2 \operatorname{tg} \theta}{\sqrt{1 + \eta_2^2}} \\ y_2^2(h_1^1) = y^1 - \frac{\eta_2(h_1^1) d_2 \operatorname{tg} \theta}{\sqrt{1 + \eta_2^2}} \end{cases}$$

où d_2 est l'épaisseur du cristal perturbé, et :

$$\text{VIII-2-6} \quad \begin{cases} y_1^2(o_1^1) = y^1 + \frac{\eta_2(o_1^1) d_2 \operatorname{tg} \theta}{\sqrt{1 + \eta_2^2}} \\ y_2^2(o_1^1) = y^1 - \frac{\eta_2(o_1^1) d_2 \operatorname{tg} \theta}{\sqrt{1 + \eta_2^2}} \end{cases}$$

VIII-2-10

$$\begin{aligned} I_{h_1,2}^1 &\sim \left[\left(1 \mp \frac{f'(y^1)}{\sqrt{1 + f'^2(y^1)}} \right)^2 + \frac{1}{1 + f'^2(y^1)} \right] \frac{1}{1 \pm \frac{d_2 \operatorname{tg} \theta f''}{[1 + f'^2(y^1)]^{\frac{3}{2}}}} \\ I_{o_1,2}^2 &\sim \left[\left(1 \pm \frac{f'(y^1)}{\sqrt{1 + f'^2(y^1)}} \right)^2 + \frac{1}{1 + f'^2(y^1)} \right] \frac{1}{1 \pm \frac{d_2 \operatorname{tg} \theta f''}{[1 + f'^2(y^1)]^{\frac{3}{2}}}} \end{aligned}$$

On voit, d'après les relations VIII-2-3 *b*, VIII-2-5 et VIII-2-6, que le trajet du champ d'ondes 1 créé à partir de l'onde « h_1^1 » est le même que celui du champ d'ondes 2 créé à partir de l'onde « o_1^1 » :

$$y_1^2(h_1^1) = y_2^2(o_1^1);$$

VIII-2-7

$$y_2^2(h_1^1) = y_1^2(o_1^1)$$

L'intensité émergente du cristal perturbé est par suite, pour chacun des quatre faisceaux ($o_1^2, o_2^2; h_1^2, h_2^2$), la somme de deux termes correspondant aux deux faisceaux incidents (o_1^1, h_1^1). Dans les calculs qui suivent, nous remplacerons $\eta_2(o_1^1)$ par $-\eta_2(h_1^1)$ que nous écrirons simplement $-\eta_2$. Si l'on néglige l'absorption dans le cristal perturbé, il vient, à l'aide de IV-2-6 et de III-2-10 :

où $I_{h_1}^1$ et $I_{o_1}^1$ sont donnés par III-2-10.

Le calcul des dérivées $\frac{dy^1}{dy_{1,2}^2}$ à partir des équations VIII-2-5 donne :

VIII-2-9

$$\frac{dy_{1,2}}{dy^1} = 1 \pm \frac{1}{(1 + \eta_2^2)^{\frac{3}{2}}} \left[d_2 \operatorname{tg} \theta f''(y^1) + \frac{d_2}{d_1} (1 + \eta_1^2)^{\frac{3}{2}} \right]$$

Dans le cas particulier où $\eta_1 = 0$ (la dislocation est au centre du faisceau) et si d_2/d_1 est très petit, les équations VIII-2-8 se simplifient et l'on a :

Les équations VIII-2-10 permettent d'obtenir pour le bilan global de l'énergie dans les faisceaux $T_o^{(d)}$ et $T_h^{(d)}$ après le cristal perturbé, le résultat très simple que voici : si les dérivées première et seconde au point P de l'enveloppe des normales aux plans réticulaires du cristal perturbé sont de même signe, l'influence du cristal perturbé se traduira par un transfert d'énergie du faisceau émergent dans la direction réfléchie au profit du faisceau émergent dans la direction incidente, quelle que soit la nature mathématique de la fonction $f(y^1)$. Si les dérivées première et seconde sont de signes opposés, c'est l'inverse qui se produit. Ce résultat remarquable est à l'origine du contraste noir-blanc des images de défauts situés sur la face de sortie du cristal.

b) *Bilan de l'énergie après plusieurs lames.*

Les huit faisceaux émergents de la lame perturbée peuvent être considérés comme des faisceaux incidents sur la deuxième lame perturbée si la zone perturbée est divisée en un empilement de plusieurs lames ou sur le « bon » cristal si le défaut est situé au sein du cristal étudié. Le calcul est plus compliqué, mais se traite exactement comme le calcul précédent. Calculons par exemple l'angle d'incidence de l'onde h_1^2 (h_1^1) sur le troisième cristal. Soit $g(y^2)$ le champ de déformation sur la face d'entrée du troisième cristal. Il vient :

$$\eta_3 = \eta_{2,3} - \eta_2 = (f' - g') - (f' - \eta_1)$$

VIII-2-11 $\eta_3 = \eta_1 - g'(y^2)$

On remarque que la loi de déformation de la première lame perturbée n'intervient pas dans l'expression de l'angle d'incidence sur le troisième cristal. En particulier, les rayons qui ont traversé la zone perturbée pénètrent dans le bon cristal sous le même angle d'incidence qu'ils avaient par rapport au bon cristal *avant* la zone perturbée.

Dans le cas particulier où $\eta_1 = 0$, où le troisième cristal est du bon cristal et où d_3 est petit, le bilan global d'énergie par centimètre carré sur la face de sortie du cristal se réduit à :

$$\text{VIII-2-12} \quad I_h^3 = I_o^3 = \frac{I_h^2 + I_o^2}{2}.$$

C'est ce résultat qui est à l'origine du contraste noir-blanc-noir des images des défauts situés à l'intérieur du cristal.

VIII-3. Profils des images de défauts situés sur la face de sortie du cristal.

a) *Champ de déformation d'une dislocation.*

Pour simplifier les calculs, nous avons adopté comme expression de la désorientation $\Delta\theta$ du cristal perturbé par rapport au bon cristal la fonction :

$$\text{VIII-3-1 a} \quad \Delta\theta = \frac{y_o}{r}$$

où r est la distance du point considéré à l'axe de la ligne de dislocation. D'après la théorie des dislocations, y_o peut être pris égal à $b/2 \pi$ où b est le module du vecteur de Burgers. La relation correspondante pour le paramètre η , qui est la grandeur utilisée dans les calculs, est :

$$\text{VIII-3-1 b} \quad \eta_{1,2} = \frac{y'_o}{r}$$

avec $y'_o = Hy_o$ où $H = \eta/\Delta\theta$ est donné par l'équation III-2-11. Dans le cas de la réflexion 220 sur du silicium du rayonnement MoK α , H est égal à 2×10^5 :

$$\text{VIII-3-1 c} \quad \eta_{1,2} = 2 \times 10^5 \frac{y_o}{r}.$$

Lorsque la dislocation est voisine de la face de sortie de l'échantillon, nous tiendrons compte de son effet en considérant une lame cristalline perturbée unique, d'épaisseur d_2 (voir la figure VIII-2) ; la loi de variation de la désorientation le long de la face d'entrée est donnée par :

$$\text{VIII-3-2 a} \quad \eta_{1,2} = \frac{y'_o}{|y|}$$

si le demi-plan supplémentaire est situé du côté de la face de *sortie* du cristal par rapport à la ligne de dislocation (nous dirons alors que la dislocation est positive), et par :

$$\text{VIII-3-2 b} \quad \eta_{1,2} = - \frac{y'_o}{|y|}$$

si le demi-plan supplémentaire est situé du côté de la face d'*entrée* du cristal (nous dirons alors que la dislocation est négative).

On remarquera sur les équations VIII-2-10 que, si la dislocation est située au centre du faisceau ($\eta_1 = 0$), il n'est pas possible de distinguer entre les images des deux types de dislocations, ce qui est conforme à l'expérience.

En fait, lorsque la dislocation est située au voisinage de la face de sortie, il y a un certain relâchement des contraintes et le champ de déformation est moins important. Ceci se traduit par le fait qu'une même valeur de la désorientation par rapport au bon cristal sera atteinte à une distance plus proche du cœur de la dislocation que si elle était située à l'intérieur du cristal. Nous n'en avons pas tenu compte dans les calculs, et nous devons nous attendre à trouver une valeur apparente trop petite du module b du vecteur de Burgers.

b) *Profils des images de défauts situés au centre du faisceau.*

Nous supposons que la loi de désorientation est la même, que le défaut soit une dislocation ou une rayure. Sur la figure VIII-3 nous avons représenté les répartitions partielles d'énergie $I_{h1}^2, I_{h2}^2; I_{o1}^2, I_{o2}^2$ et le bilan global I_h^2, I_o^2 lorsque le défaut est situé au centre du faisceau et pour une épaisseur de la lame cristalline $d_2 = 2,5 y'_o$.

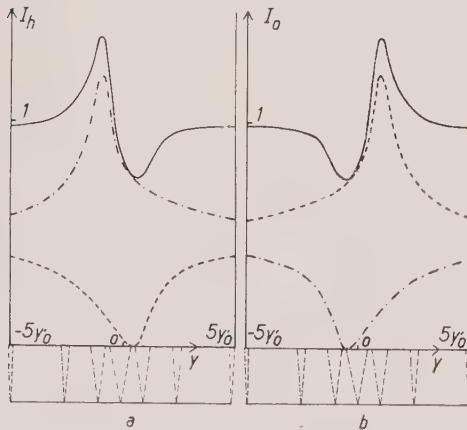


FIG. VIII-3 a et b. — Profils des images de dislocations dans les faisceaux $T_o^{(d)}$ et $T_h^{(d)}$ lorsque la dislocation est située au centre du faisceau; $d_2 = 2,5 y'_o$.

En traits pointillés : champ 1; en traits interrompus : champ 2; en traits pleins : bilan global de l'énergie. On a représenté dans la partie inférieure du diagramme le trajet des rayons à l'intérieur de la région perturbée.

a) faisceau $T_h^{(d)}$; b) faisceau $T_o^{(d)}$.

Le contraste des profils des images dans les deux faisceaux est conforme à celui observé expérimentalement. La distance entre le maximum et le minimum est égale à $1,5 y'_o$. Sur la figure VIII-3 c nous avons représenté un enregistre-

ment effectué à l'aide d'un microphotomètre sur la photographie d'une dislocation. Son allure est la même que celle du profil théorique.



FIG. VIII-3 c. — Enregistrement effectué à l'aide d'un microphotomètre sur la trace photographique d'une image de défaut situé sur la face de sortie du cristal.

Sur la figure VIII-4 nous avons représenté les mêmes profils, mais pour une épaisseur $d_2 = 5 y'_o$. Le contraste noir-blanc est accentué

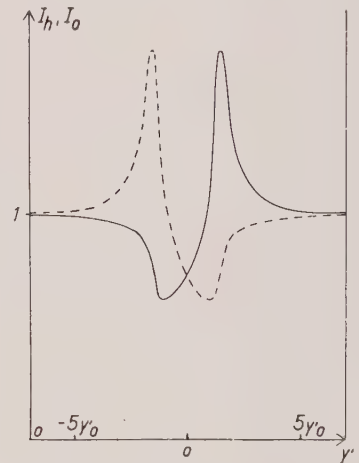


FIG. VIII-4. — Profils des images de dislocations dans les faisceaux $T_o^{(d)}$ et $T_h^{(d)}$ lorsque la dislocation est située sur la face de sortie du cristal et au centre du faisceau; $d_2 = 5 y'_o$.

En traits pointillés : faisceau $T_h^{(d)}$; en traits pleins : faisceau $T_o^{(d)}$.

et la distance entre le maximum et le minimum est égale à $2,5 y'_o$. La distance moyenne entre le maximum et le minimum, mesurée expérimentalement, est de l'ordre de 20 à 30 μ . Ceci conduit à une valeur du vecteur de Burgers de l'ordre de 4 à 6 Å dans le premier cas et de l'ordre de 2,4 à 3,6 Å dans le deuxième. Ces valeurs sont du même ordre de grandeur que la valeur minimale prévue par la théorie des dislocations pour le module du vecteur de Burgers dans le silicium : 3,84 Å (J. Friedel, 1956). Compte tenu de notre remarque sur le champ de déformation d'une dislocation voisine de la face

de sortie, la deuxième hypothèse est la plus vraisemblable.

c) *Images des défauts situés sur les bords du faisceau.*

Sur la figure VIII-5 nous avons représenté l'évolution du profil des images lorsque le défaut est situé sur le bord du faisceau. La nature du profil est alors différente selon le signe de la dislocation : le profil d'une dislocation positive située sur le bord du faisceau où l'angle d'inci-

VIII-4. Profils des images de dislocations situées à l'intérieur du cristal.

a) *Champ de déformation.*

Nous avons adopté, pour représenter une dislocation située en profondeur, un modèle constitué par l'empilement de trois lames cristallines, d'épaisseurs :

$$d_2 = 2,5 y'_0; d_3 = 5 y'_0; d_4 = 2,5 y'_0$$

La loi de variation de la désorientation le long de la face d'entrée des trois lames est donnée par :

VIII-4-1

$$\eta_{1,2} = \frac{y'_0}{\sqrt{y^2 + d^2}}; \eta_{2,3} = \frac{y'_0}{|y|}; \eta_{3,4} = \frac{y'_0}{\sqrt{y^2 + d^2}}.$$

b) *Profils des images situées au centre du faisceau.*

Sur la figure VIII-6 nous avons représenté la répartition d'énergie par centimètre carré du faisceau $T_h^{(d)}$ sur la face de sortie de chacune des trois lames et sur la face de sortie du bon cristal. Le contraste noir-blanc-noir sur la face de sortie est symétrique et semblable aux profils observés expérimentalement (voir les photographies VII-1 b et c, VII-3 a et b et l'enregistrement effectué à l'aide d'un microphotomètre, fig. VIII-7). Le profil est exactement le même pour le faisceau $T_o^{(d)}$ et nous ne l'avons pas représenté.

c) *Variation de la largeur de l'image en fonction de la distance de la dislocation à la face de sortie.*

Sur les figures VIII-6 d, VIII-9 a, VIII-6 e, nous avons représenté les profils d'une dislocation située à 0,3 mm, 1 mm et 3 mm de la face de sortie, respectivement, et nous avons rassemblé dans le tableau VIII-I les valeurs de la distance des deux maxima et du contraste de l'image dans ces trois cas. Le contraste est déterminé par la valeur du rapport : (valeur du maximum — valeur du minimum)/intensité moyenne en dehors de l'image de la dislocation. Lorsqu'une dislocation s'enfonce dans le cristal à partir de la face de sortie, la théorie ne prévoit pas d'élargissement sensible de la largeur de l'image tant que la dislocation est à moins de 1 mm de la face de sortie.

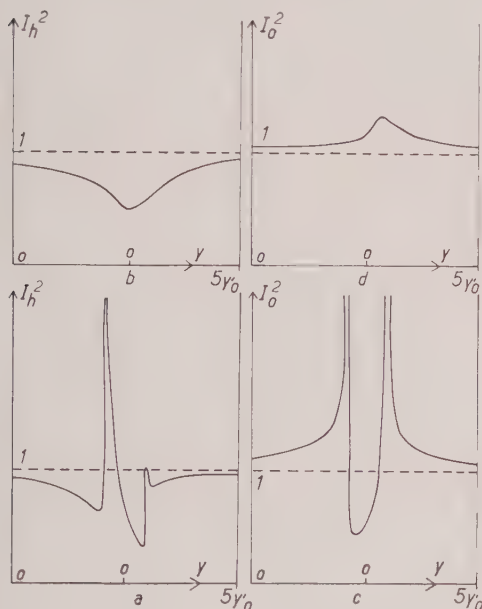


FIG. VIII-5. — Profils des images de dislocations dans les faisceaux $T_o^{(d)}$ et $T_h^{(d)}$ lorsque la dislocation est située sur la face de sortie du cristal et sur les bords du faisceau. On a représenté en traits pointillés l'intensité moyenne en l'absence de dislocation. Les profils sont en accord qualitatif avec ceux observés sur la photographie VII-1 a.

a) Faisceau $T_h^{(d)}$: $\eta_{11} = +1$ (dislocation > 0), -1 (dislocation < 0).

b) Faisceau $T_h^{(d)}$: $\eta_{11} = -1$ (dislocation > 0), $+1$ (dislocation < 0).

c) Faisceau $T_o^{(d)}$: $\eta_{11} = +1$ (dislocation > 0), -1 (dislocation < 0).

d) Faisceau $T_o^{(d)}$: $\eta_{11} = -1$ (dislocation > 0), $+1$ (dislocation < 0).

dence des rayons sur le « bon » cristal est $\eta_{11} > 0$, est le même que le profil d'une dislocation négative située sur l'autre bord du faisceau où l'angle d'incidence des rayons sur le « bon » cristal est $\eta_{11} < 0$. L'allure des profils est en bon accord qualitatif avec les profils observés sur la photographie VII-1 a.

La valeur apparente du module du vecteur de Burgers, déduite des valeurs théoriques du

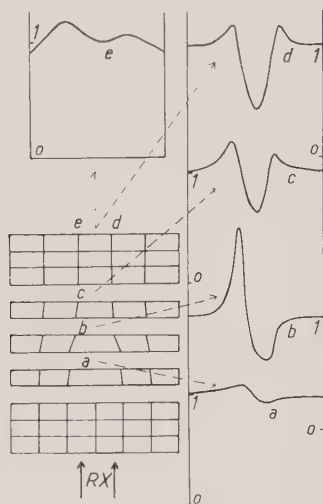


FIG. VIII-6. — Modèle utilisé pour représenter une dislocation située au sein du cristal et p ofils de la répartition d'intensité de l'image de la dislocation dans le faisceau $T_h^{(t)}$. La région perturbée est considérée comme la superposition de trois lames perturbées. Les lois de variation de $\Delta\theta$ sont, pour ces trois lames :

$$\Delta\theta = \frac{y_o}{\sqrt{y^2 + d^2}}, \Delta\theta = \frac{y_o}{|y|}, \Delta\theta = \frac{y_o}{\sqrt{y^2 + d^2}}$$

respectivement, où d est l'épaisseur de la lame considérée.

L'intervalle limité en abscisse par les deux barres verticales est égal à $10 y_o$.

a), b), c), répartition de l'énergie sur les faces de sortie de la première, de la deuxième et de la troisième lame, respectivement.

d) profil de l'image dans le faisceau $T_h^{(d)}$ si la dislocation est située à 0,3 mm de la face de sortie.

e) profil de l'image lorsque la dislocation est située à 3 mm de la face de sortie. Pour calculer cette courbe, nous avons tenu compte de la variation de l'angle d'incidence sur le bon cristal des rayons frappant la zone perturbée.

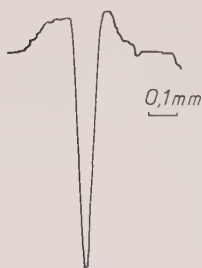


FIG. VIII-7. — Enregistrement effectué à l'aide d'un microphotomètre sur l'image photographique d'une dislocation située à l'intérieur du cristal. Elle est en bon accord qualitatif avec la figure théorique VIII-6 d.

tableau VIII-I et des mesures effectuées sur les photographies, est de l'ordre de 4 Å, en bon accord avec la valeur prévue.

TABLEAU VIII-I.

| Distance de la dislocation à la face de sortie | Largeur de l'image | Contraste |
|--|--------------------|-----------|
| 0,3 mm | 3,6 y'_o | 55 % |
| 1 mm | 4 y'_o | 45 % |
| 3 mm | 11 y'_o | 15 % |

d) Profils des images de dislocations situées sur le bord du faisceau.

Sur la figure VIII-8 nous avons représenté l'évolution du profil des images lorsque la dislocation est située sur le bord du faisceau, pour une distance de la dislocation à la face de sortie égale à 0,3 mm. Cette évolution des profils est

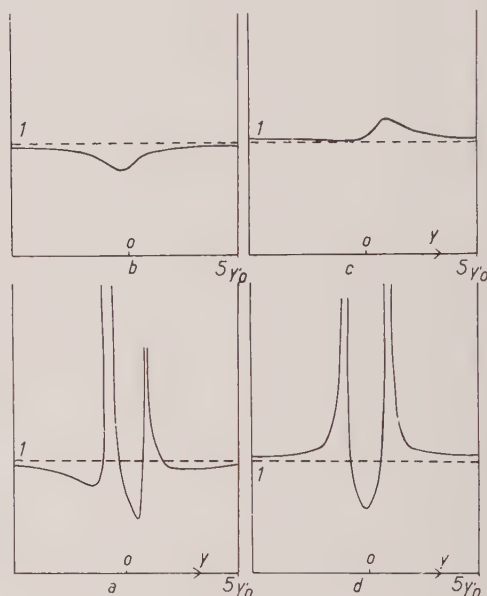


FIG. VIII-8. — Profils des images de dislocations lorsque la dislocation est située sur les bords du faisceau et à 0,3 mm de la face de sortie du cristal. Les profils sont en accord qualitatif avec les profils observés (voir la figure VII-1 c). a), b), c), d), voir la légende de la figure VIII-5.

en accord qualitatif avec les profils observés sur la photographie VII-1 c. Sur la figure VIII-9 b nous avons représenté un exemple de profil lorsque la dislocation est située à 1 mm de la face de sortie et que l'on tient compte de la variation de l'angle d'incidence sur le bon cristal des rayons incidents en différents points de la dislocation. La comparaison des deux courbes représentées sur la figure VIII-9 (centre du faisceau-bord du faisceau) montre que l'image d'une dislocation est légèrement plus étroite sur les bords du faisceau. Cet effet se voit nette-

ment sur les photographies (par exemple les photographies VII-3).

IX. — CONCLUSION

La transmission anormale des rayons X permet d'obtenir des images de dislocations dans des cristaux épais, même si ces dislocations sont situées assez loin de la face de sortie du cristal : on les distingue très nettement encore si elles sont situées à 3 mm de la face de sortie d'un cristal de 4 mm d'épaisseur. A l'aide d'une construction géométrique simple nous reconstituons le tracé exact de la dislocation à l'intérieur du cristal à partir des images de la dislocation contenues dans des *sections* successives du cristal prises sur la même photographie.

L'application de la théorie dynamique du cristal parfait à un modèle approché de la région perturbée par une dislocation nous a permis d'autre part de justifier par le calcul les profils des images observées. Les profils prévus à l'aide de ce modèle pour les images de dislocations de signes opposés sont différents si les dislocations sont situées sur les bords du faisceau. La comparaison des images théoriques et expérimentales permet de calculer l'ordre de grandeur du champ de déformation à grande distance d'une dislocation. C'est en effet la région située dans une couronne cylindrique de rayon interne $1\ \mu$ environ et de rayon externe $50\text{ à }80\ \mu$ qui contribue à la formation de l'image. La valeur approximative obtenue ainsi pour le module du vecteur de Burgers est de $4\ \text{\AA}$, en bon accord avec la valeur prévue par la théorie des dislocations.

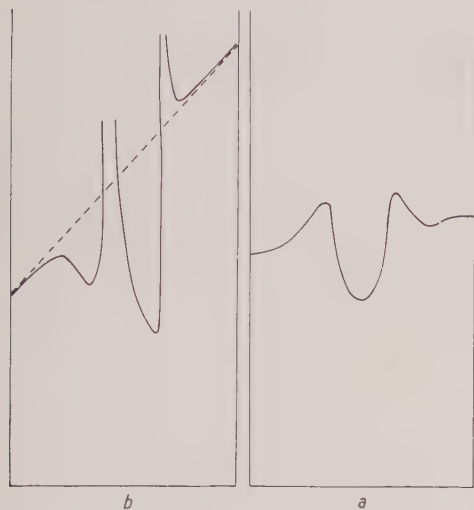


FIG. VIII-9. — Comparaison des profils des images de dislocations dans le faisceau $T_h^{(d)}$ lorsqu'elles sont situées à 1 mm de la face de sortie du cristal. On remarquera que l'image est plus étroite lorsque la dislocation est située sur les bords du faisceau, ce que l'on peut observer également sur les photographies VII-3 a et b. Les profils ont été calculés en tenant compte de la variation de l'angle d'incidence sur le bon cristal des rayons qui frappent la région perturbée.

L'intervalle limité en abscisses par les deux traits verticaux est égal à $10\ y'_0$. En traits pointillés le profil en l'absence de dislocation.

a) La dislocation est située au centre du faisceau.

b) La dislocation est située au bord du faisceau :

$\tau_{11} = +1$ (dislocation > 0), $\tau_{11} = -1$ (dislocation < 0).

BIBLIOGRAPHIE

- AUTHIER, A. (1960). — *J. Phys. Radium, Fr.*, **21**, 655.
 AUTHIER, A. (1961). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, **84**, 51.
 BARTH, H. et HOSEMAN, R. (1958). — *Z. Naturforsch., A. Dtsch.*, **13**, 792.
 BONSE, U. (1958). — *Z. Phys., Dtsch.*, **153**, 278.
 BONSE, U., KAPPLER, E. et SIMON, F. J. (1959). — *Z. Naturforsch., A, Dtsch.*, **14**, 1079.
 BORRMANN, G., HARTWIG, W. et IRMLER, H. (1958). — *Z. Naturforsch., A, Dtsch.*, **13**, 5.
 BORRMANN, G. (1959). — *Phys. Bl., Dtsch.*, **15**, 508.
 CAGNON, M. (1959). — Thèse de troisième cycle.
 FRIEDEL, J. (1956). — *Les dislocations*, Gauthier-Villars, Paris.
 GEROLD, V. et MEIER, F. (1959). — *Z. Phys., Dtsch.*, **155**, 387.
 LANG, A. R. (1959 a). — *Acta Cryst.*, **12**, 249.
 LANG, A. R. (1959 b). — *J. appl. Phys., U. S. A.*, **30**, 1748.
 NEWKIRK, J. B. (1958). — *Phys. Rev., U. S. A.*, **110**, 1465.
 NEWKIRK, J. B. (1959). — *Trans. Metallurg. Soc., A. I. M. E., U. S. A.*, **215**, 483.
 YOSHIMATSU, M. et KOHRA, K. (1960). — *J. phys. Soc. Jap.*, **15**, 1760.

Étude préliminaire de la solubilité du basalte dans l'eau à haute température

PAR J. T. IIYAMA,

Laboratoire de Minéralogie-Cristallographie de la Sorbonne.

Résumé. — Étude préliminaire de la solubilité dans l'eau d'un basalte à 200° C, 300° C et 400° C. La silice et le sodium sont les éléments les plus solubles. Dans l'eau pure, la chaux ne se dissout pas beaucoup (quelques ppm), mais en présence de gaz carbonique, elle se dissout plus facilement. Discussion des conséquences géologiques.

INTRODUCTION.

L'eau, à l'état liquide ou sous forme de vapeur, joue un rôle très important dans la transformation des silicates. L'action de l'eau est également très considérable pour la diffusion des ions dans le réseau cristallin : les ions pénètrent plus vite dans le cristal en solution aqueuse qu'à l'état solide. Dans la nature, on peut toujours supposer l'existence d'une quantité plus ou moins considérable d'eau au moment de la formation des roches.

Si l'action de l'eau est si importante, et si celle-ci existe toujours dans la nature, il serait intéressant d'étudier la composition chimique de l'eau qui est en équilibre avec les roches.

Dans ce but, nous avons entrepris une série d'études, de la solubilité des éléments constituant des minéraux et des roches, en fonction de la température et de la pression. Dans cette note nous étudierons la solubilité du basalte. Cette roche a été choisie en raison des remarquables variations de composition chimique qu'elle manifeste au cours du métamorphisme et de l'altération météorique.

ÉCHANTILLON UTILISÉ.

Nous avons utilisé un échantillon de basalte à olivine provenant de Ito, Japon. Ses compositions chimique et normative sont données dans le tableau I.

TABLEAU I.

1. Composition chimique et pétrographique du basalte étudié.

Basalte à olivine du volcan ¹Jyoboshi, Ito, Japon.

2. Composition minéralogique normative.

| | | | |
|--------------------------------------|-------|------------------------|-------|
| SiO ₂ | 49,08 | Orthose | 1,67 |
| Al ₂ O ₃ | 17,65 | Albite | 17,30 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,33 | Anorthite..... | 38,11 |
| FeO | 8,00 | | |
| MgO | 8,02 | Enstatite . . . | 18,77 |
| CaO | 10,26 | Ferrosilite..... | 11,08 |
| Na ₂ O | 2,02 | Wollastonite.. | 5,46 |
| K ₂ O..... | 0,35 | | |
| TiO ₂ | 0,90 | Forsterite . . . | 0,99 |
| P ₂ O ₅ | — | Fayalite. | 0,61 |
| MnO..... | 0,25 | | |
| | | Magnétite . . . | 3,24 |
| Perte au feu... | 0,68 | Ilménite | 1,67 |
| | | H ₂ O | 0,68 |
| | 99,54 | | 99,58 |

Analyste : H. HARAMURA.

Nous devons cet échantillon de basalte et son analyse chimique à M. le professeur H. KUNO de l'Université de Tokio, à qui nous exprimons ici notre reconnaissance.

Ce basalte est formé d'une pâte à plagioclases, augite, hypersthène, olivine et minéraux opaques, associée à des phénocristaux d'olivine.

MÉTHODE EXPÉRIMENTALE.

Les expériences consistent à chauffer ce basalte, réduit en grains inférieurs à 50 microns, dans un autoclave (volume intérieur = 42 cm³) aux températures de 200° C, 300° C et 400° C, avec 32 cm³ d'eau pure (cette quantité d'eau correspond à la pression de 1 500 bars à 400° C) pendant un temps variable (de 2 à 15 jours). Après chauffage, on ouvre l'autoclave et on analyse l'eau mise en contact avec le basalte en poudre.

Les éléments dissous sont dosés à l'aide des méthodes colorimétriques suivantes : SiO₂ par le bleu de molybdène, Al₂O₃ par l'alizarine rouge, CaO par la murexide, MgO par l'ériochrome noir-T, Na₂O par spectrophotométrie de flamme. On trouve aussi en solution une certaine quantité de FeO et Fe₂O₃. Du fait que les expériences sont conduites dans des autoclaves en acier inoxydable, il n'est pas possible d'attribuer cette solubilité uniquement au basalte. C'est pourquoi le fer ne figure pas dans la liste des éléments dosés.

Au cours de ces expériences on observe la formation, en très faible quantité, de minéraux nouveaux. Nous avons utilisé, pour les déterminer, le microscope polarisant et le diffractomètre à rayons X.

RÉSULTATS.

a) Essais dans l'eau pure.

La concentration des éléments dissous dans l'eau, pour une température et une pression données, varie en fonction de la durée d'essai et de la quantité de basalte introduite dans l'autoclave. En fait, ces variables paraissent intervenir par l'intermédiaire du produit tm . t : temps de l'essai (en jours) ; m : masse de basalte (en milligrammes). C'est ce que montre la figure 1 (pour 400° C). On voit sur cette figure que la concentration augmente en fonction de cette variable jusqu'à une certaine valeur de « tm ». A partir de cette limite, la concentration des éléments est devenue constante. On peut alors penser que l'équilibre est atteint. Nous avons déterminé ainsi la solubilité des éléments pour chacune des températures choisies (tableau 2) en prenant la valeur moyenne de la partie horizontale de la courbe.

Parmi les éléments constituants, SiO₂ et Na₂O sont les plus solubles. Pour la silice, à 200° C, la solubilité observée est du même ordre que celle trouvée par les auteurs précédents (G. W.

Morey et J. M. Hesselgesser 1951, G. C. Kennedy 1950, A. F. Frederickson et J. E. Cox Jr 1954), pour le quartz ; à 300° C et à 400° C les solubilités sont nettement inférieures à celles du quartz. Les solubilités de la chaux et de la

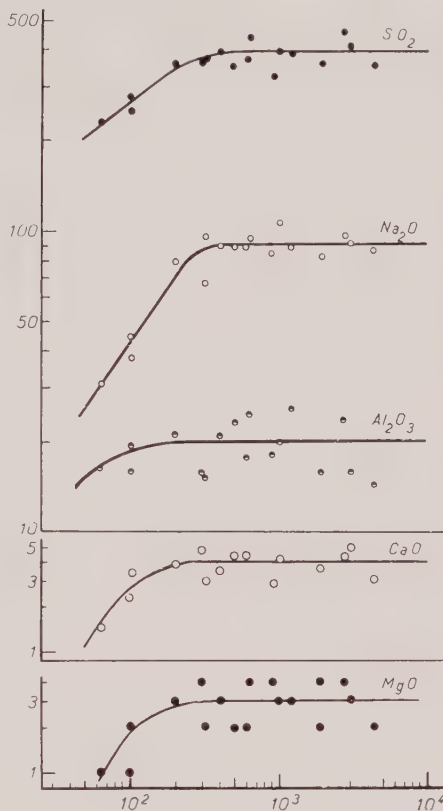


FIG. 1. — Concentration dans l'eau à 400° C des constituants du basalte. En ordonnée : concentration en partie par million; en abscisse : produit tm (tm , jours \times mg).

magnésie ne varient sensiblement pas avec la température ; ces solubilités sont extrêmement petites par rapport à celles de SiO₂ et Na₂O. L'alumine est un peu soluble à 400° C, mais ne se dissout pas beaucoup aux plus basses températures.

TABLEAU 2.

Solubilité des éléments
constituant le basalte dans l'eau pure.

| To C | 200° | 300° | 400° |
|--------------------------------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|
| P _{H2O} bars | 15 | 85 | 1 500 |
| SiO ₂ | 244 \pm 15 ^{ppm} | 400 \pm 20 ^{ppm} | 403 \pm 31 ^{ppm} |
| Al ₂ O ₃ | 3 \pm 1 | 6 \pm 3 | 17 \pm 7 |
| MgO..... | 1 \pm 1 | 1 \pm 1 | 3 \pm 1 |
| CaO..... | 3 \pm 1 | 4 \pm 1 | 4 \pm 1 |
| Na ₂ O.... | 17 \pm 4 | 37 \pm 5 | 95 \pm 4 |

Le rapport moléculaire $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}$ de la solution varie aussi en fonction de la température. Sa valeur est approximativement 4 à 400° C, 1500 bars, et elle augmente jusqu'à 110 à 200° C.

b) Essais en présence de CO_2 .

Le gaz carbonique étant considéré après l'eau, comme l'élément mobile le plus abondant dans le sous-sol, nous avons fait deux expériences afin de comparer les solubilités dans l'eau pure et dans l'eau enrichie en CO_2 .

Nous avons introduit dans l'autoclave 300 mg de basalte et une quantité déterminée d'eau. Le volume libre a été rempli par le gaz carbonique sous la pression de 5 kg/cm², à l'aide d'un dispositif spécial. Après des chauffages à 200° C et 400° C pendant deux jours, l'eau a été analysée. Les résultats sont donnés dans le tableau 3.

TABLEAU 3.

Solubilité des éléments constituant le basalte dans l'eau en présence de gaz carbonique.

| | | |
|--|--------------------|--------------------|
| T° C | 200° | 400° |
| $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ bars | 15 | 790 |
| PCO_2 bars | 8 | 13 |
| SiO_2 | 284 ^{ppm} | 630 ^{ppm} |
| Al_2O_3 | 4 | 15 |
| MgO | 5 | 5 |
| CaO | 31 | 8 |
| Na_2O | 50 | 150 |

Nous voyons dans ce tableau que la concentration des éléments dissous dans l'eau en présence de CO_2 est plus élevée que dans l'eau pure à la même température.

L'augmentation de la concentration en chaux à 200° C est considérable (dix fois plus élevée que dans le cas de l'eau pure). A 400° C, cette augmentation est moins nette.

c) Transformations minéralogiques dans les produits.

Nos essais ne permettaient pas d'observer la transformation totale du basalte. C'était toujours une très petite partie du basalte qui a été transformée, et la détermination de ces produits a été très difficile.

Néanmoins, nous avons pu constater, par diffraction des rayons X, la formation d'amphi-

bole dans la fraction très fine du produit chauffé à 400° C. Sous le microscope avec un fort grossissement, cette amphibole apparaît sous forme fibreuse avec une extinction oblique. Il doit s'agir d'un minéral de la série actinote trémolite.

A 200° C, nous avons observé la formation de chlorite.

Il a été impossible de déterminer les produits d'altération des feldspaths, la fraction attaquée étant trop petite.

CONCLUSION.

Les solubilités observées dépendent de phénomènes complexes dus à la solubilité de chacun des minéraux constituant le basalte.

Laissant de côté cet aspect fondamental, nous n'examinerons, dans cette note préliminaire, qu'une conséquence géologique des faits observés.

Lorsqu'on examine la composition chimique de série de roches métamorphiques dérivées du basalte ou l'andésite, on remarque très souvent que les roches de bas degré métamorphique sont caractérisées par un appauvrissement en chaux et un enrichissement en sodium par rapport à leur composition initiale.

On observe la même variation en chaux et le même enrichissement en soude dans les basaltes ou andésites soumis à l'action hydrothermale.

Cet enrichissement peut s'expliquer par les solubilités que nous avons observées. Nous avons vu en effet que la silice et la soude sont très solubles à haute température, et que leurs solubilités diminuent lorsque l'on atteint le domaine des températures hydrothermales. Des solutions saturées à haute température dans des niveaux profonds laisseront déposer la silice et la soude au cours de leur remontée vers la surface enrichissant en soude, et accessoirement en silice, les niveaux de bas degré métamorphique.

En ce qui concerne la chaux la solubilité augmentant lorsque la température s'abaisse, du moins en présence de CO_2 , on comprend l'appauvrissement en chaux des roches de bas degré métamorphique.

Ces résultats n'ont qu'un caractère préliminaire et nous poursuivrons ces recherches en vue de parvenir à une compréhension plus complète des phénomènes.

BIBLIOGRAPHIE

- FREDERICKSON, A. F. et COX, J. E. Jr. (1954). — *Amer. Mineral.*, 39, 886.
KENNEDY, G. C. (1950). — *Econ. Geol.*, U. S. A., 45, 629.
MOREY, G. W. et HESSELGESSER, J. M. (1951). — *Econ. Geol.*, U. S. A., 46, 821.

Minéralogie et Pétrographie des roches volcaniques du massif du Mont-Dore (Auvergne) ⁽¹⁾

Première partie : LES MINÉRAUX

Deuxième partie : PÉTROGRAPHIE SYSTÉMATIQUE

PAR R. BROUSSE,

Laboratoire de Pétrographie, Sorbonne.

Résumé. — L'étude minéralogique et pétrographique des roches volcaniques tertiaires du massif du Mont-Dore (Auvergne) est faite au microscope polarisant, au compteur de points, au diffractographe de rayons X et, enfin, par analyses chimiques. Des précisions sont notamment apportées sur la constitution des sancyites, des doréites et des ordanchites, trois types de roches autrefois définis dans ce massif.

Dans une publication ultérieure, nous montrerons que l'ensemble des roches du massif du Mont-Dore peuvent être rapportées à deux séries magmatiques différentes, l'une, sous-saturée en silice (basaltes à phonolites), l'autre, sursaturée (basaltes à rhyolites).

INTRODUCTION

I. — CADRE GÉOLOGIQUE.

Les volcans du Mont-Dore sont édifiés sur les plateaux granitiques ou gneissiques de l'Auvergne, au cœur du Massif Central. Leur répartition est comprise à l'intérieur d'une vaste ellipse dont les axes nord-sud et est-ouest mesurent respectivement 35 km entre Saint-Pierre-Roche et le lac Chauvet et 16 km entre La Bourboule et Murols. Les matériaux volcaniques, projections et coulées de laves, couvrent une superficie d'environ 600 km² et leur volume estimé est d'environ de 200 à 250 km³.

La structure du massif est relativement simple. Les appareils éruptifs sont à peu près tous répartis à la périphérie d'une grande fosse d'effondrement, approximativement elliptique, d'origine volcano-tectonique dont le plus grand axe, d'orientation N.-O. est actuellement occupé par le lit de la Dordogne (*caldeira de la Haute-Dordogne*). Partant de cette couronne de hauts sommets, dont le plus élevé est le puy de Sancy

(1 886 m), les plateaux de laves s'abaissent ensuite de toutes parts, en pente douce, jusqu'à la pénéplaine périphérique.

L'activité du massif montdorien débute au Miocène supérieur, atteint son paroxysme au Pliocène inférieur et s'éteint au début du Pléistocène.

II. — BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE.

De nombreux auteurs se sont déjà occupés de la pétrographie et de la vulcanologie du massif du Mont-Dore. Nous citerons ici, plus particulièrement, les noms de Lecoq (1867), von Lasaulx (1875), Aug. Michel-Lévy (1890), F. Fouqué (1892-1894), Ph. Glangeaud (1901 à 1919), A. Lacroix (1891 à 1933) et L. Glangeaud (1943). Ajoutons que la principale partie du Mont-Dore se trouve sur la feuille de Clermont-Ferrand, au 1/80 000^e, dont les trois éditions successives sont respectivement dues à Aug. Michel-Lévy (1887), Ph. Glangeaud (1909) et L. Glangeaud (1939).

Pour de plus amples informations, relatives à la situation et à la géologie du Mont-Dore, dans le cadre de l'Auvergne et du Massif Central, nous renvoyons au livre de J. Jung (1946). De plus, dans un récent mémoire (Brousse, 1960),

(1) Thèse soutenue le 17 décembre 1960.

nous avons exposé les résultats de recherches détaillées sur la vulcanologie et la stratigraphie du massif étudié.

III. — PLAN DU MÉMOIRE.

Notre mémoire sera divisé en trois parties.

Dans la première d'entre elles, il sera essentiellement question des minéraux contenus dans nos roches volcaniques. Plus spécialement, seront étudiés, les minéraux de la famille de la silice (quartz, tridymite, cristobalite), les feldspathoïdes (néphéline, haüyne-noséane, sodalite, analcime, leucite), les feldspaths, les

pyroxènes, les périclites et les amphiboles.

La seconde partie sera consacrée à l'étude systématique des différentes espèces et variétés de laves récoltées dans le massif du Mont-Dore. Le système de classification adopté est celui de Jung et Brousse (1959) et l'étude présente peut être regardée comme un exemple de l'intérêt qu'apporte cette méthode de classification, basée uniquement sur les pourcentages relatifs des différentes espèces minérales.

Enfin, dans la troisième et dernière partie, publiée ultérieurement, seront exposées des considérations de caractère plus théorique, concernant le groupement et la filiation des diverses laves au sein de séries magmatiques.

PREMIÈRE PARTIE

LES MINÉRAUX DES ROCHES VOLCANIQUES DU MONT-DORE

CHAPITRE I

LES MINÉRAUX DE LA FAMILLE DE LA SILICE

Dans les roches les plus acides du massif du Mont-Dore, on peut reconnaître du quartz, de la tridymite ou de la cristobalite, c'est-à-dire, les trois formes cristallines de formule SiO_2 .

I. — LE QUARTZ.

A la suite de von Lasaulx (1875), le quartz a été longtemps considéré comme étant un minéral particulièrement abondant dans les rhyolites du Mont-Dore mais, en réalité, cet auteur avait confondu le quartz avec certaines sections automorphes d'anorthose. En fait, le quartz n'est jamais très fréquent. On ne le rencontre, qu'exceptionnellement, en cristaux xénomorphes dans la pâte de certaines rhyolites ainsi qu'en cristaux bipyramidés, isolés dans de rares niveaux de ponces.

I. Le quartz xénomorphe.

Nous montrerons, plus loin, qu'il existe deux variétés très différentes de rhyolites. Les unes, les plus connues (rhyolites de Lusclade), sont partiellement ou totalement vitreuses, alors que les secondes, sont holocristallines. Seules ces dernières contiennent des plages xénomorphes

de quartz. Ces rhyolites forment des dômes ou des sills, ce qui laisse supposer que leur cristallisation s'est effectuée à des températures et pressions moyennement élevées. Ces petites plages xénomorphes de quartz sont donc, par leur forme et leur condition de formation, à rapprocher de celles que l'on observe dans les microgranites. Les rhyolites holocristallines sont d'ailleurs, niacoscopiquement, des roches très proches des microgranites peu porphyriques ou des aplites.

2. Le quartz automorphe.

Le quartz, en phénocristaux automorphes, n'existe dans aucune roche volcanique massive. Mais on le trouve quelquefois, en petits prismes bipyramidés de quelques millimètres (0,2 à 10 mm), dans certains niveaux de ponces. Ils ont été signalés, pour la première fois, par P. Bout (1951 *a-b*) en divers points de la périphérie du Mont-Dore, tels que Perrier, Paulhaguet, Beaubac, Cussac, Viallette et Saint-Vidal. Nous les avons personnellement retrouvés au sein même du massif volcanique, au Trador, dans un niveau de cinérite ponceuse à halloysite.

Rappelons que ces quartz ont des formes dihexaédriques nettes. La plupart sont composés de deux pyramides, directement opposées ou plus rarement séparées par un prisme droit. Les cristaux sont parfaitement limpides, incolores ou légèrement violacés. Les inclusions sont peu

visibles. Ils montrent des traces de corrosion très nettes, marquées par l'arrondi des faces et des arêtes et par la présence de cupules plus ou moins profondes (fig. 1). Beaucoup de ces cristaux sont craquelés et se fragmentent aisément lors du triage. Ajoutons enfin, que de rares grains ont une surface dépolie, ce qui leur donne un éclat mat.



FIG. 1. — Quartz bipyramidé présentant un golfe de corrosion. Dans les projections cinéritiques à halloysite du Trador.

Partant de ces diverses observations on peut émettre une hypothèse, relative à la formation de ces quartz. Rappelons, tout d'abord, que ces cristaux n'ont certainement pas une origine détritique, car aucune roche de la région, volcanique ou sédimentaire, ne contient de quartz bipyramidés. On peut par contre penser que leur cristallisation s'est opérée dans la partie supérieure d'une cheminée volcanique, en présence d'une grande quantité de gaz. C'est également dans ces conditions que se seraient formés les minéraux que l'on rencontre habituellement, associés au quartz dans les projections : anorthose, fluor-apatite, sphène, kaersutite, anomite, augite ægyrinique et titanomagnétite. Tous ces minéraux sont, en effet, des formes de haute température et certains d'entre eux, en outre, sont hydroxylés ou riches en éléments tels que Ti, P, Fe^{3+} , Fe^{+2} , qui, habituellement, se concentrent dans les magmas les plus différenciés. L'augmentation de température qui accompagne l'explosion, au cours de laquelle tous ces cristaux ont été rejetés, aurait pu provoquer la fusion superficielle du quartz, fusion qui serait responsable des différents aspects de corrosion que nous avons signalés. Le

transport éolien aurait enfin permis la conservation des formes cristallines, tout en provoquant une légère abrasion des faces.

3. Le quartz en enclave.

La plupart des laves du Mont-Dore contiennent des enclaves de roches grenues acides, granites et gneiss, ou des minéraux constitutifs de ces roches, tels que le quartz et le microcline. Au cours de leur séjour dans le magma, à haute température, les quartz xénolitiques, se sont généralement fendillés et sont devenus légèrement biaxes. De plus, des échanges se sont produits au contact du quartz et du magma basique. Une auréole s'est formée ainsi, dans laquelle se sont individualisées de très nombreuses aiguilles de pyroxène (Lacroix, 1893).

II. — LA TRIDYMITE.

La tridymite est la forme de la silice la plus répandue dans les roches acides du Mont-Dore. Sa présence a été signalée au Capucin dès 1878, par von Lasaulx. On la trouve dans les sancyites, les rhyolites vitreuses et dans les brèches qui leur sont associées. Cette abondance est à mettre en parallèle avec celle qu'ont déjà notée Larsen et ses collaborateurs (1936) dans les rhyolites du Colorado où elle se situerait, en pourcentage, immédiatement après celle des feldspaths et des pyroxènes.

La tridymite peut être soit xénomorphe soit automorphe (Lacroix, 1908-1916). Ces deux formes correspondent à des modes différents de formation.

1. La tridymite xénomorphe.

Dans nos roches volcaniques acides, la tridymite se présente en petits cristaux formant des amas de couleur rosée, situés entre les microclites. La forme la plus commune de ces petits cristaux est celle de lamelles arrondies, extrêmement minces, formées elles-mêmes par des lames plus petites, imbriquées les unes sur les autres, comme le sont les tuiles d'un toit. Dans ces groupements constitués ainsi, par l'empilement d'un grand nombre d'individus, la tridymite n'est pas maclée. Cette tridymite xénomorphe n'existe que dans les sancyites holocristallines, formant des dômes ou des coulées épaisses. On ne la trouve pas dans les blocs d'explosion constitués par des sancyites ou des

rhyolites vitreuses. Ces conditions de gisement peuvent être expliquées grâce aux observations faites par Lacroix (1905), sur les dacites de la Montagne Pelée. Dans les roches formant le dôme ou l'aiguille de ce volcan, la tridymite est apparue en décembre 1902 et n'est devenue abondante qu'en avril 1904 alors que l'éruption avait commencé le 7 mai 1902. Ceci démontre que, dans les roches poreuses, la tridymite ne se forme qu'à la fin des explosions, par cristallisation lente de solutions à hautes températures. Cette même raison, explique l'absence de tridymite dans les roches vitreuses brusquement consolidées et rejetées immédiatement loin du dôme.

L'ensemble de ces faits peut nous permettre de regarder *la tridymite xénomorphe comme un minéral, se formant normalement, à température élevée et pression faible, lors de la fin des éruptions des magmas acides* (Black, 1954). Sa formation serait favorisée, en outre, par la présence d'ions potassium dans le milieu (Flörke, 1955-1956). *La tridymite xénomorphe des roches volcaniques doit donc être regardée comme l'équivalent du quartz dans les roches plutoniques.* On voit que, dans ces conditions, la tridymite doit intervenir dans la classification pétrographique modale au lieu d'être négligée comme on le fait généralement.

2. La tridymite automorphe.

Dans ce cas, la tridymite se présente en cristaux automorphes atteignant 2 à 5 mm de diamètre et 0,1 mm d'épaisseur. Ce sont des lamelles pseudohexagonales ayant un aspect marbré caractéristique. Elles sont souvent maclées suivant (013), avec accollement de deux ou, plus rarement, de trois individus. Dans les sections (100) des macles binaires, les lamelles font alors un angle d'environ 35°. Cette tridymite automorphe se trouve dans les cavités de la plupart des roches acides et des brèches qui leur sont associées, mais elle n'est jamais très abondante. On la rencontre, de plus, dans les cavités situées au cœur ou à la périphérie des enclaves ennalogènes. Elle se trouve, notamment, associée à la sanidine, l'hypersthène, la magnétite et l'ilménite, dans les cavités des enclaves de gneiss et de granites (Lacroix, 1893).

Dans certaines druses, comme au Capucin ou dans les rhyolites vitreuses de Lusclade, la tridymite est associée à la fayalite (Lacroix, 1891). Cette association, apparemment étrange, se retrouve dans de nombreuses roches acides

et notamment dans les rhyolites du Yellowstone Park, du Vulcano et du Monte della Guardia (Iddings, 1890). Or, expérimentalement, Bowen (1935) puis Muan (1958) ont montré que, vers 1 200°, existait, dans les mélanges riches en silice et en fer, une ligne cotectique fayalite-tridymite. Le magma résiduel et les fumerolles sont précisément riches en ces éléments et par suite les conditions permettant le dépôt simultané de tridymite et de fayalite se trouvent ainsi réalisées.

III. — LA CRISTOBALITE.

La cristobalite est beaucoup moins abondante que la tridymite avec laquelle elle est souvent associée (Weil, 1934-1942). De plus, la cristobalite se trouve dans des faciès de dévitrification des rhyolites hyalines.

1. La cristobalite associée à la tridymite.

La cristobalite peut être associée soit à la tridymite xénomorphe, soit à la tridymite automorphe. Dans le premier cas elle se trouve, de préférence, dans les parties les plus compactes de la pâte alors que, rappelons-le, la tridymite est surtout abondante dans les parties poreuses des roches acides. On peut penser que dans les zones peu vacuolaires, la cristallisation a été trop rapide pour que l'état d'équilibre ait été atteint de telle sorte que la cristobalite se serait formée à la place de la tridymite.

Dans les vacuoles contenant des minéraux automorphes, la cristobalite n'est bien visible, à l'œil nu, que lorsque les cavités sont exposées à l'air car les cristaux sont alors blancs et opaques. Par contre, dans les parties non altérées, la cristobalite conserve sa transparence et passe facilement inaperçue. Ceci explique le fait qu'elle n'ait été découverte, dans les Monts Dore, qu'à une date relativement récente (Lacroix, 1910 a). Dans les vacuoles, la cristobalite se présente en octaèdres réguliers à faces souvent creuses. Plus rarement, les cristaux sont aplatis perpendiculairement à un axe ternaire.

2. La cristobalite des faciès de dévitrification.

Cette cristobalite se présente en cristallites si minuscules qu'elle échappe aux examens faits au microscope polarisant. Seule l'étude aux rayons X, préconisée dans ce cas, par Hurl-

but (1936) et reprise par Mir. Michel-Lévy (1948) permet de reconnaître sa présence. A l'aide de cette technique on peut montrer que les sphérolites dévitrifiés des rhyolites sont formés par un mélange de feldspaths alcalins et de cristobalite (Mir. Michel-Lévy 1949).

Il peut paraître anormal de trouver de la cristobalite dans des faciès de dévitrification, car ce minéral se forme, normalement, à des températures élevées alors que la dévitrification de nos rhyolites s'est certainement opérée à des températures relativement basses devant permettre la cristallisation du quartz et non celle de la cristobalite. Une explication de cette anomalie peut être proposée.

On sait en effet, qu'une espèce minérale ne cristallise pas nécessairement dans sa forme définitive stable mais qu'elle peut, auparavant, passer par différentes étapes intermédiaires (règle d'Ostwald). Ainsi à partir de silice vitreuse, à faible pression et pour des températures inférieures à 1 100°, la formation de cristobalite précède celle du quartz (Holmquist, 1958). Ces conditions semblent avoir été réalisées lors de la dévitrification de nos rhyolites et, dans ce cas, la cristobalite se serait conservée à l'état métastable jusqu'à nos jours.

CHAPITRE II

LES FELDSPATHOÏDES

Dans les roches du Mont-Dore, les feldspathoïdes ne sont pas très abondants mais ils sont très variés. En effet, on y rencontre la néphéline, la noséane et la haüyne, la sodalite et même la leucite. A cette liste, nous ajouterons l'analcime qui, dans nos roches, joue le rôle d'un feldspathoïde.

I. — RÉPARTITION

ET ASSOCIATION DES FELDSPATHOÏDES.

Les différents feldspathoïdes sont particulièrement difficiles à distinguer les uns des autres au microscope polarisant. Il est plus aisé de les identifier sur diagramme de rayons X, car les feldspathoïdes, minéraux qui cristallisent dans des systèmes à symétrie élevée, présentent des réflexions intenses et bien séparées.

Les résultats obtenus en utilisant cette technique sont rassemblés dans le tableau I.

TABLEAU I.

Les différentes associations de feldspathoïdes.

| | Phénocristaux | Pâte | | | Groupements |
|---------------------------|----------------|-----------|----------|----------|-------------|
| | Haüyne-Noséane | Néphéline | Sodalite | Analcime | |
| A. <i>Phonolites</i> | | | | | |
| Roche Tuilière . . . | | x | | | 1 |
| Près Puy del'Ouire. | | x | | | |
| Puy de Prétio | | x | | | |
| Puy Cordé. | | x | x | | 2 |
| Bozat | | x | x | | |
| Le Trioulérou | | | x | x | 3 |
| Le Piton | | | x | x | |
| Roche Sanadoire . . | x | | | x | |
| Carrière Lamadon . | x | | | x | |
| Carrière Monnéron . | x | | | x | |
| Le Mouteyron | x | | | x | |
| B. <i>Ordanchites</i> . . | | | | | |
| | x | | | x | |

Ce tableau montre qu'il existe, dans les roches du Mont-Dore, trois types d'association de feldspathoïdes :

1. Groupement Néphéline-Sodalite.
2. Groupement Sodalite-Analcime.
3. Groupement Haüyne ou Noséane-Analcime.

Les deux premiers groupements se rencontrent uniquement dans les phonolites tandis que le troisième groupement s'observe, non seulement dans certaines phonolites, mais également dans toutes les ordanchites. C'est cette dernière association qui est, par suite, la plus fréquemment réalisée.

La sodalite, la haüyne et la noséane, minéraux appartenant tous au groupe sodalitique, ne s'associent donc pas d'une manière quelconque. Alors que la sodalite peut être rencontrée indifféremment avec la néphéline ou l'analcime, la haüyne, par contre, s'associe uniquement avec l'analcime.

II. — LA NÉPHÉLINE.

La néphéline est toujours un élément du second temps de consolidation du magma. Elle cristallise en prismes hexagonaux courts (environ 0,02 mm) à peu près aussi larges que hauts aussi, les sections de ces prismes, vues au microscope, ont-elles la forme d'hexagones (0001) ou de carrés. Les cristaux de néphéline sont tou-

jours parfaitement automorphes et, en particulier, leurs contours ne présentent jamais de golfes de corrosion. Ajoutons que dans la phonolite de la Roche Tuilière, les petits cristaux s'accroissent entre eux en constituant alors des ensembles qui ont l'aspect de phénocristaux.

Les cristaux de néphéline sont souvent entourés par les pyroxènes de la pâte ou accolés à du sphène aciculaire, légèrement pléochroïque. C'est d'ailleurs là un excellent moyen pratique pour reconnaître rapidement la néphéline dans les lames minces. Elle apparaît, en effet, en petites plages incolores au milieu de glomérules pyroxéniques verdâtres.

Nous avons pu préciser la composition de nos néphélines en repérant, sur les diffractogrammes, la position des raies (202) et (210) comme le proposent Smith et Sahama (1958). Les néphélines de la pâte de nos phonolites ont des compositions moyennes, Néphéline₈₀, Kalsilite₂₀ (Ne₈₀ Ks₂₀) soit Na_{2,4} K_{0,6} Al₄ Si₄ O₁₆. Ceci est assez proche de la composition de la néphéline, à structure la plus parfaitement équilibrée : Na₃ KAl₄ Si₄ O₁₆.

III. — LA SÉRIE HAÜYNE-NOSÉANE.

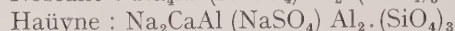
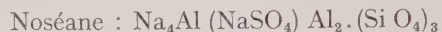
La haüyne est le minéral le plus caractéristique des phonolites et ordanchites du Mont-Dore. Les premiers minéralogistes, Héricart de Saint-Vaast, Weiss, Grasset, en visitant cette région, avaient déjà signalé la présence de grains bleus dans de nombreuses roches et, dès 1808, de Laizer identifia la haüyne dans la phonolite de la Roche Sanadoire. Toutefois nos études récentes nous ont montré que ces minéraux bleus ne sont pas toujours de la haüyne. La haüyne proprement dite ne se rencontre, en effet, que dans les ordanchites alors que dans les phonolites on a toujours affaire à la noséane. Ces deux minéraux sont si proches l'un de l'autre du point de vue cristallographique ou pétrogénétique que nous allons avoir à examiner, tout d'abord, le problème de leur distinction et de leur relation.

Nous avons repris tous les travaux, relatifs à cette question, de façon à dégager les données permettant de distinguer pratiquement ces deux minéraux l'un de l'autre.

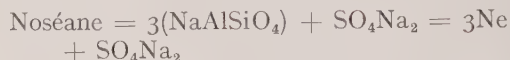
1. Définitions anciennes.

Rappelons que les premières formules de noséane et haüyne ont été proposées par Ram-

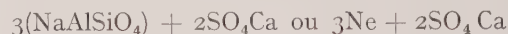
melsberg, Clarke, Groth et plus particulièrement par Brögger et Bäckström (1890). Ces auteurs ont donné les formules suivantes :



formules que l'on a l'habitude d'écrire, plus couramment, sous la forme :



Ces formules sont acceptées aujourd'hui encore par la plupart des minéralogistes bien que Brauns (1922) ait proposé ultérieurement, pour la haüyne, la formule :



2. Définitions modernes.

Barth (1927, 1932), Jaeger (1929), Machatschki (1934) ont apporté, sur ce sujet, une contribution fondamentale. Selon ces auteurs, la formule de la haüyne doit être écrite sous la forme Na₈Al₆Si₆O₂₄.SO₄ et non sous celle d'un double-sel, car tous les ions Na occupent, en fait, des positions qui sont structuralement identiques dans le réseau. Ils montrent, par ailleurs, que la haüyne et la noséane, étant isomorphes et appartenant au même groupe spatial, doivent avoir, exactement ou presque, le même nombre d'ions oxygène. En outre, reprenant une idée déjà avancée par Morozewicz (1899), Barth admet que la haüyne ne serait pas un composé chimique défini mais un cristal mixte de noséane et d'un silicate calcique, *voisin de l'anorthite*.

La haüyne correspondrait à un silicate II, non défini parfaitement et de formule approximative (Na, Ca)_{8 à 4} Al₆Si₆O₂₄.(SO₄)_{1 à 2}, intermédiaire entre le silicate I (Na₈Al₆Si₆O₂₄.SO₄) et le silicate III (Ca₄Al₆Si₆O₂₄.SO₄).

La série ne serait pas toutefois complète entre les silicates I et III, car il n'existe pas de haüynes contenant moins de 60 % du silicate I. Barth n'insiste pas sur le rôle joué par SO₄. Il indique seulement que la molécule de noséane peut tolérer la présence de un à deux de ces ions.

3. Discussion des formules.

Quelle que soit la formule attribuée à la haüyne ou à la noséane, et, indépendamment

de la substitution Ca-Na, il reste que ces minéraux sont tous formés de 12 tétraèdres SiO_4 ou AlO_4 liés les uns aux autres par leurs quatre sommets. Dans tous les cas, la maille cristalline contient 12 atomes de Si et Al, la formule la plus générale étant : $(\text{Si}_6\text{Al}_6\text{O}_{24})^{6-}$. Partant de cette donnée, nous avons calculé la formule structurale de ces minéraux, cités dans la littérature, de telle sorte que la somme (Si + Al) soit égale à 12.

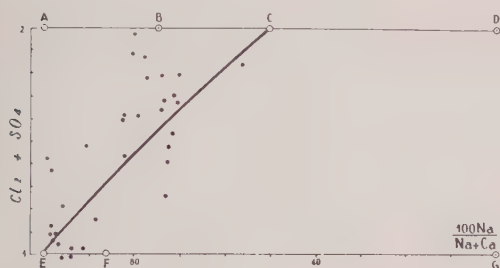


FIG. 2. — Diagramme de variation des minéraux de la famille noséane-haüyne.

- A : $\text{Na}_{10}\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot (\text{SO}_4)_2$ ou $3 \text{ Ne} + 2 \text{ SO}_4\text{Na}_2$
 B : $\text{Na}_6\text{Ca}_2\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot (\text{SO}_4)_2$ ou $3 \text{ Ne} + 2 \text{ SO}_4\text{Ca}$
 C : $\text{Na}_{10}\text{Ca}_{10}\text{Al}_{18}\text{Si}_{18}\text{O}_{72} \cdot (\text{SO}_4)_6$
 D : $\text{Ca}_5\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot (\text{SO}_4)_2$ ou $3 \text{ An} + 2 \text{ SO}_4\text{Ca}$
 E : $\text{Na}_8\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot \text{SO}_4$ ou $3 \text{ Ne} + \text{SO}_4\text{Na}_2$
 F : $\text{Na}_6\text{CaAl}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot \text{SO}_4$ ou $3 \text{ Ne} + \text{SO}_4\text{Ca}$
 G : $\text{Ca}_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot \text{SO}_4$ ou $3 \text{ An} + \text{SO}_4\text{Ca}$

Les références des analyses sont les suivantes :

- BACKSTRÖM, H. (1890). — *Z. Kristallogr.*, Dtsch., 18, 209.
 BERGMANN, C. (1823). — *Bull. Sci.*, 3, 406.
 BRAUNS, R. (1917). — *Neues Jb. Mineral.*, Dtsch., 9, 44.
 CASORIA, E. (1903). — *Ann. Rend. Scuola Sup. Agric. Portici*, Italie, 4, 1.
 CHRUSTSCHOFF, K. VON (1892). — *Mél. géol. paléont.*, 1, 153.
 DÖLTER, C. (1882). — *Tschermak's Mitt. Petrogr. Mitt.*, Dtsch., 4.
 GMELIN, C. G. (1814). — *Schweigg. J.*, 14, 325.
 GMELIN, C. G. (1822). — *Schweigg. J.*, 36, 74.
 KOBELL, F. VON (1849). — *Gel. Anzeig.*, 28, 638.
 LACROIX, A. (1910). — *Minéralogie de la France*, 4, 756.
 LEMBERG, J. (1883). — *Z. dtsch. geol. Gesellsch.*, 35, 590.
 LEMBERG, J. (1888). — *Z. dtsch. geol. Gesellsch.*, 40, 625.
 MACHATSCHKI, F. (1934). — *Centr. Miner.*, Dtsch., A-141.
 PARRAVANO, N. (1912). — *Rend. Accad. Lincei Rom.*, 21, 631.
 RAMMELSBERG, C. F. (1860). — *Z. dtsch. geol. Gesellsch.*, 12, 273.
 RAMMELSBERG, C. F. (1860). — *Pogg. Ann.*, Dtsch., 109, 577.
 RAMMELSBERG, C. F. (1862). — *Ber. Akad. Berlin*, 2, 245.
 RAMMELSBERG, C. F. (1864). — *Ber. Akad. Berlin*, 4, 172.
 RATH, G. VON (1864). — *Z. dtsch. geol. Gesellsch.*, 16, 84.
 RATH, G. VON (1886). — *Z. dtsch. geol. Gesellsch.*, 18, 547.
 RICCIARDI, L. (1887). — *Gazz. chim. ital.*, 17, 216.
 RITTMANN, A. (1931). — *Sweiz. Miner. Petr. Mitt.*, 11, 250.
 SAUER, A. (1876). — *Inaug. Dissert. Halle*.
 TRÜGER, W. E. (1935). — *Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine*, Berlin.
 VARRENTAPP (1840). — *Pogg. Ann.*, Dtsch., 49, 515.
 WHITNEY, J. D. (1847). — *Pogg. Ann.*, Dtsch., 70, 431.

Tous les résultats, obtenus à la suite de ces calculs, ont été figurés sur un diagramme rectangulaire (fig. 2) tracé en portant les valeurs en abscisse, du rapport $100 \text{ Na} / (\text{Na} + \text{Ca})$ et, en ordonnée, celle de la somme $(\text{Cl}_2 + \text{SO}_4)$.

Sur ce graphique, il est facile de voir quelle est la situation des différentes formules attribuées, selon les auteurs, à la noséane, à la haüyne et au silicate III de Barth. Il nous est possible de faire, en outre, les observations suivantes.

Nous constatons tout d'abord qu'un assez grand nombre de haüynes ont des teneurs en calcium, supérieures à celles que prévoyaient les anciennes formules, adoptées pour ces minéraux ($3\text{Ne} + \text{SO}_4\text{Ca}$ ou $3\text{Ne} + 2\text{SO}_4\text{Ca}$). De plus, nous mettons en évidence l'enrichissement parallèle en calcium et en ion SO_4 . Ceci semble contraire à l'hypothèse présentée par Barth. En aucun cas on ne voit, en effet, apparaître des termes intermédiaires entre la noséane et le silicate III, termes qui sur notre graphique, seraient situés sur l'axe des abscisses.

Il semble que cette série évolue entre un pôle sodique, la noséane, et un pôle sodicalcique contenant un nombre égal d'ions sodium et calcium. A ce point pourrait correspondre la formule $\text{Na}_{10}\text{Ca}_{10}\text{Al}_{18}\text{Si}_{18}\text{O}_{72} \cdot (\text{SO}_4)_6$.

De plus, à côté de cette substitution Na-Ca, la maille-unité serait capable de fixer progressivement deux radicaux (SO_4) . C'est en admettant que l'entrée de cet ion est progressive, qu'a été tracée la courbe du passage de la noséane à la haüyne. Remarquons toutefois que la plupart des haüynes et noséanes sont situées dans les deux premiers tiers de cette courbe.

Selon Barth (1932) pourraient être dénommées haüynes, tous les minéraux de la série en question, dont la teneur en chaux dépasse 6 %. Cette définition ne peut pas être directement traduite sur notre graphique mais nous avons adopté une limite assez voisine de celle-ci. Nous appellerons haüyne, tout minéral de la série dont le rapport $100 \text{ Na} / (\text{Na} + \text{Ca})$ est inférieur à 85.

Il nous reste à souligner la dispersion relativement grande des points représentatifs des différents minéraux. Ainsi que nous allons le montrer ces écarts, par rapport à la courbe moyenne, semblent être responsables de la couleur de la haüyne ou de la noséane.

4. Couleur.

Classiquement, il est dit que la haüyne est bleue tandis que la noséane est incolore mais de nombreuses exceptions à cette règle ont déjà

été signalées. Il existe en effet des haüynes blanches et des noséanes bleues comme on peut le vérifier sur le diagramme 3 où nous avons signalé, à l'aide d'un figuré différent, la couleur des divers échantillons.

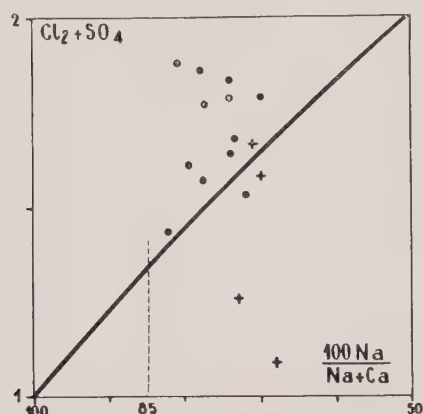


FIG. 3. — Représentation des haüynes bleues (•) ou incolores (+).

Pour se faire une idée des causes de la coloration, dans la série noséane-haüyne, il y a lieu de rapporter les observations faites par Jaeger (1930) à propos de minéraux voisins, les outremers (lapis-lazuli). Cet auteur montre que les outremers n'ont pas une composition constante et qu'ils possèdent, notamment, des teneurs en sodium et en soufre qui peuvent être très différentes. A mesure que le nombre de leurs atomes de soufre est plus grand (S_2, S_3, S_4) les outremers sont dits posséder un *degré de sulfuration* plus élevé. En moyenne, la couleur bleue est d'autant plus foncée que la teneur en ion S est grande. On peut penser qu'il en est de même dans la série noséane-haüyne. De fait, les points situés exactement sur notre courbe (teneur normale) ou au-dessus de celle-ci (excès d'ions S) correspondent à des minéraux bleus. Par contre les variétés à déficit d'ions soufre, et situés de ce fait sous la courbe, sont incolores. Cette interprétation de la coloration des noséanes et haüynes, en fonction de leur degré de sulfuration, est confirmée par l'expérimentation. En effet, il y a longtemps que les anciens auteurs ont remarqué que lorsqu'on chauffe ces minéraux, en présence de vapeur de soufre, ils bleuissent. Il y a même là, une méthode d'application facile pour détecter la présence de haüyne ou de noséane dans les phonolites.

Il faut ajouter cependant que, par exception,

certaines noséanes à degré de sulfuration faible, sont bleues. On peut supposer qu'en ce cas il y a eu remplacement du sodium par du potassium ou par d'autres ions (Li, Ru, Cs, Sr, Ba, Th) dont la présence est également susceptible de modifier la couleur du feldspathoïde. En effet, la teneur en ion S n'est certainement pas le seul facteur intervenant dans la coloration de la famille sodalitique.

5. Indice de réfraction.

Pour tracer la courbe de la variation de l'indice de réfraction (fig. 4), en fonction du rapport $Na / (Na + Ca)$, nous avons utilisé les données fournies par la bibliographie et plus spécialement, les différentes mesures effectuées par Gaubert (1905).

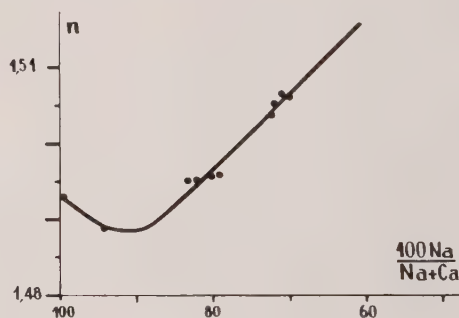


FIG. 4. — Variation de l'indice dans la série noséane-haüyne.

L'indice est compris entre 1,485 et 1,493 pour la noséane et, entre 1,493 et 1,510 pour la haüyne. En pratique tout indice supérieur à 1,493 suffit donc pour identifier la haüyne. En fait, les variations du degré de sulfuration modifie quelque peu les valeurs qui viennent d'être indiquées. Lorsque la teneur en SO_4 croît, l'indice croît également mais cette cause de variation peut être négligée, en première approximation. Le nombre insuffisant de mesures ne permet pas actuellement de faire une étude plus complète de la question.

6. Densité.

La densité croît depuis la noséane jusqu'à la haüyne. Les valeurs extrêmes sont de 2,27 et de 2,83. Il n'est cependant pas possible, actuellement, d'utiliser cette méthode de détermination en raison de la trop grande dispersion des points.

IV. — LES HAÛYNES ET NOSÉANES DES ROCHES DU MONT-DORE.

Partant des nouvelles données qui viennent d'être établies, il est dès lors possible de reprendre l'étude de nos feldspathoïdes bleus du Mont-Dore. Nous dirons d'abord ce qu'ils ont en commun puis quels sont les caractères qui permettent de les distinguer.

1. Caractères communs.

En lame mince, ces minéraux montrent les sections du rhombododécaèdre, sections dont les contours sont indentés par des golfes de corrosion (fig. 5). Assez souvent, ces feldspathoïdes se groupent de plus, en s'accolant et ils forment ainsi des sortes de plages, orientées dans le sens de fluidalité de la roche.

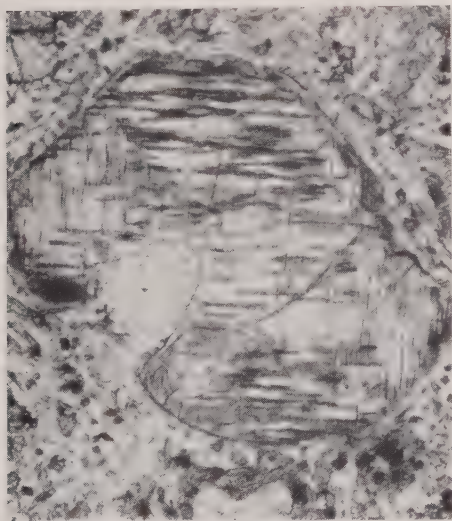


FIG. 5. — Cristal de haüyne inégalement coloré présentant un golfe de corrosion et un début d'altération (L. N. $\times 72$). Dans l'ordanchite de La Banne d'Ordanche.

Dans les roches à structure fortement fluidale les cristaux prennent parfois un faciès spécial, par étirement selon l'un des axes ternaires du système cubique (fig. 6). Ces cristaux allongés sont quelquefois creux. La haüyne-noséane constitue alors les parois d'un moule rempli par la pâte microlitique.

La couleur bleue n'est pas toujours nettement perceptible. Elle est souvent irrégulièrement

distribuée en taches disséminées dans un fond presque incolore.

La plupart des cristaux présentent une structure schillérisée, due à des inclusions d'oligiste ou d'ilménite. Ces inclusions sont orientées suivant les axes ternaires du cube et elles forment un grillage plus ou moins serré.

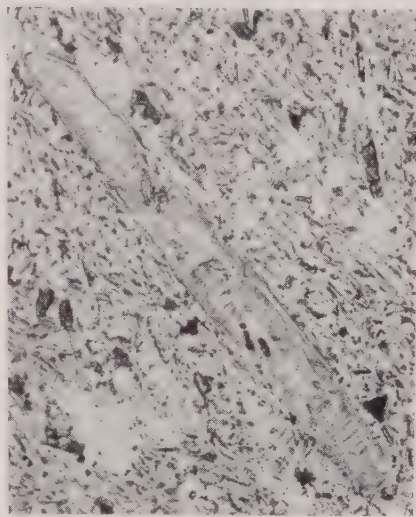


FIG. 6. — Cristal de haüyne allongé selon un axe ternaire (L. N. $\times 52$). Dans l'ordanchite près de Pédaire.

Les minéraux de la famille noséane-haüyne s'altèrent très facilement à l'air libre. Dans les phonolites les plus anciennes, il est même impossible de trouver des sections fraîches. Ces cristaux de feldspathoïdes peuvent être altérés même dans les roches dont tous les autres éléments sont parfaitement frais. L'altération commence par l'oxydation des inclusions ferrugineuses qui deviennent rouge brique. Les haüynes-noséanes, vues à l'œil nu, présentent alors cette même couleur. Cette altération est extrêmement fréquente dans les ordanchites que l'on peut, d'ailleurs, reconnaître facilement sur le terrain grâce à leur ponctuation rouge. L'altération plus poussée détruit le minéral et le transforme en un mélange de calcite et de produits colloïdaux jaunes.

Les haüynes ou les noséanes se présentent toujours en phénocristaux de cristallisation relativement précoce. Elles cristallisent immédiatement après les périclites et l'apatite et on les trouve incluses dans les minéraux qui se forment ultérieurement. L'ordre de cristallisation que l'on peut relever dans le cas le plus complet est :

| | | | |
|-------------------|-----------------------|---------------------|---------------------|
| Péridot 1 750° | Apatite 1 550° | Häüyne 1 410° | Pyroxène 1 390° |
| Sphène 1 300° | Plagioclase 1 200° | Amphibole 1 060° | Anorthose 1 000° |

Sous le nom de chaque minéral nous avons donné, à titre indicatif, sa température de fusion. Remarquons sans y attacher une importance absolue, que l'ordre de cristallisation correspond au degré relatif de fusibilité des minéraux.

2. Caractères sélectifs des häüynes et noséanes.

La valeur de l'indice de réfraction est, comme nous l'avons montré, le meilleur critère de distinction des minéraux de la série noséane-häüyne. L'on trouvera, dans le tableau II, les mesures faites à ce propos sur quelques cristaux.

TABLEAU II.

Valeurs de l'indice de réfraction des häüynes et noséanes.

| Roche | Lieu | Indice |
|---------------|--------------------------|--------|
| Phonolite... | Sanadoire (Mont-Dore) | 1,486 |
| Phonolite... | Le Roc Blanc (Mont-Dore) | 1,492 |
| Ordanchite .. | Le Barrie (Mont-Dore) | 1,501 |
| Phonolite... | Vensac (Cantal) | 1,458 |
| Ordanchite .. | Falgoux (Cantal) | 1,509 |

Dans les phonolites, les valeurs d'indice sont inférieures à 1,493 et par suite caractérisent des noséanes mais, par contre, dans les ordanchites, nous avons des häüynes. L'analyse de la noséane des phonolites de Vensac (Cantal), phonolites proches de nos roches, confirme cette définition (Lacroix, 1910). Ce nouveau résultat est conforme à la chimie de nos roches à feldspathoïdes. Rappelons en effet que les phonolites sont essentiellement sodiques alors que les ordanchites sont beaucoup plus riches en calcium.

Soulignons, pour terminer, le faible intérêt que présentent les diagrammes de rayons X, dans la détermination précise des minéraux de la famille noséane-häüyne. Les écarts entre les types de noséane et de häüyne (Machatski, 1934) sont, en effet, très faibles.

V. — L'ANALCIME.

Rappelons qu'au point de vue strictement minéralogique l'analcime doit être placé dans le groupe des zéolites mais, du point de vue

pétrographique, ce minéral peut être considéré comme une sorte de feldspathoïde.

L'analcime forme de beaux cristaux transparents de quelques millimètres, visibles à l'œil nu, dans certaines de nos phonolites (Puy Cordé, Bozat, Roche Tuilière). Ces gisements, signalés par Constant Prévost (1833), ne constituent, en fait que des curiosités connues que par de rares spécialistes. Par contre, comme je l'ai indiqué récemment (Brousse, 1959), l'analcime en cristaux microscopiques est un minéral très abondant dans la plupart des roches déficitaires en silice du Mont-Dore. Ces petits cristaux sont xénomorphes ou, plus rarement, automorphes.

Au plus fort grossissement du microscope, les plages d'analcime, légèrement teintées en rose, se reconnaissent en effet, dans toutes nos roches à häüyne ou noséane. Dans la plupart des cas, ce sont des cristaux xénomorphes compris entre les microlites feldspathiques de la pâte ou, plus rarement, inclus dans les clivages et les cassures des phénocristaux de plagioclases.

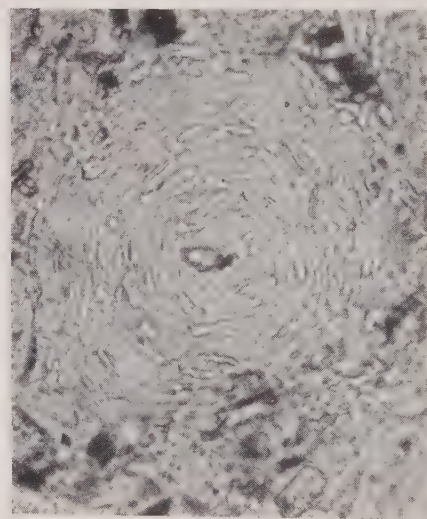


FIG. 7. — Cristal automorphe d'analcime contenant des inclusions de pyroxènes disposées en zones concentriques (L. N. \times 240). Dans l'ordanchite de La Banne d'Ordanche.

Dans ces derniers cas il y a un début d'analcmisation et l'analcime peut alors constituer jusqu'à 20 % du volume total de la roche.

L'analcime se présente, en outre, en cristaux automorphes dans un certain nombre d'ordanchites. En lame mince, on y reconnaît aisément les facettes (112) du trapézoèdre régulier (fig. 7). Ces cristaux contiennent de nombreux micro-

lites pyroxéniques, dont l'arrangement concentrique ou hélicoïdal rappelle celui que présentent couramment les microcristaux de leucite. Il peut donc y avoir indétermination entre leucite et analcime, au microscope, mais le diffractogramme de rayons X permet de choisir (Banister, 1931).

La mise en évidence de l'analcime dans nos roches du Mont-Dore présente un intérêt qui dépasse le cadre local. En effet, on pensait jusqu'à présent que les phonolites et ordanchites du Mont-Dore ne contenaient qu'un seul feldspathoïde, la hauïyne, ce qui pouvait passer pour anormal. A présent, en raison de l'abondance de l'analcime, il est possible de rapprocher nos laves de celles des Highwood Mountains, des îles Cyclopes, du lac Supérieur, etc...

Les conditions de formation de l'analcime sont encore assez mal connues. Il semble que ce minéral se forme, à pression peu élevée, dans les milieux sous-saturés en silice, très riches en soude et en eau. En fonction de son mode de cristallisation tardif, l'analcime peut être regardé, du point de vue pétrogénétique, comme étant l'équivalent de la tridymite. L'analcime prend naissance en fin de cristallisation des magmas déficitaires en silice, dans les phonolites et ordanchites alors que la tridymite se forme, dans les mêmes conditions mais aux dépens de magmas acides, dans les rhyolites et sancyites.

VI. — LA SODALITE.

La sodalite forme des plages xénomorphes d'un beau rose, parfaitement isotropes, confondues jusqu'à présent avec de la matière vitreuse. Elle n'existe que dans les roches contenant par ailleurs de la néphéline et, pour cette raison, ce minéral est peu abondant dans le Mont-Dore où les phonolites à néphéline sont rares. Elle est par contre très commune dans le Velay où ces phonolites sont fréquentes.

Il est à remarquer que dans les syénites néphéliniques l'on trouve également l'association de la néphéline et de la sodalite mais, dans ce cas, ces deux minéraux sont, en outre, accompagnés par la cancrinite. Ces faits d'observation sont en accord avec les résultats expérimentaux de J. Wyart et Mir. Michel-Lévy (1955) qui ont montré, qu'en présence d'eau et en milieu très sodique, la néphéline devenait instable et se transformait en cancrinite et sodalite à 415° puis, en sodalite seule, à des températures supérieures à 550°.

VII. — LA LEUCITE.

Nous ne ferons que mentionner la présence de ce minéral dans le massif du Mont-Dore dont un échantillon a été trouvé par P. Gautier, en un endroit non précisé des plateaux de La Banne d'Ordanche. Cet échantillon a été décrit par A. Lacroix (1891 *a*-1891 *d*). Selon cet auteur, cette leucite forme une veinule de 1 mm d'épaisseur et de 5 cm² de surface et il semble, en raison de la nature des minéraux qui l'accompagnent (plagioclases, orthose, pyroxène, biotite, magnétite) qu'elle soit « le résultat de la transformation d'une enclave acide incomplètement résorbée ».

CHAPITRE III

LES FELDSPATHS ALCALINS

I. — CARACTÈRES CHIMIQUES GÉNÉRAUX.

Tout d'abord, et dans le but de faire ressortir les relations entre nos feldspaths, nous avons reporté les résultats donnés par l'analyse chimique (Tableau III), sur le diagramme triangulaire K — Na — Ca (fig. 8) sur lequel les limites des champs de répartition des différentes espèces ont été également indiquées d'après Smith et Mackenzie (1958).

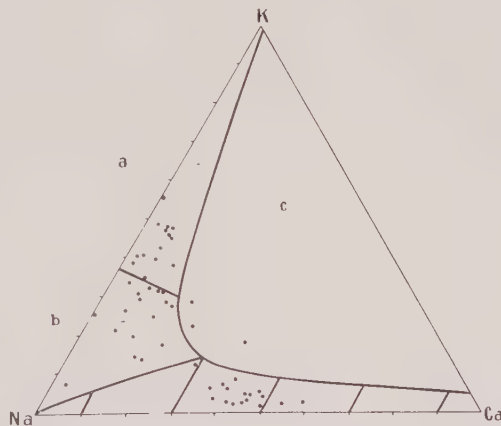


FIG. 8. — Répartition des feldspaths des roches volcaniques d'Auvergne dans le diagramme K-Na-Ca.

a : sanidine ; *b* : anorthose ; *c* : mélange de deux feldspaths.

Ce diagramme confirme qu'il n'existe aucun hiatus entre la sanidine Or₅₅ Ab₄₅ et les plagioclases basiques. Les feldspaths alcalins contiennent, notamment, des ions Na et K en

toutes proportions, ce qui caractérise les formes feldspathiques dites de haute température (H. T.) que l'on rencontre habituellement dans les roches volcaniques. De fait, l'orthose et le

microcline, formes dites de basse température, ne sont pas des constituants normaux de nos laves. Ils ne se rencontrent que dans quelques rares xénolites.

TABLEAU III.

Analyses chimiques de feldspaths des roches volcaniques d'Auvergne.

Les analyses, non indexées, sont nouvelles : An. : P. Blot et B. Taisne. Les index désignent :

R : analyse nouvelle de F. Raoult.
B : analyse de P. Berthier (1824).
K : analyses de B. Kosmann (1864).
F : analyses de F. Fouqué (1894).

| | I | 2 | 3R | 4B | 5K | 6 | 7 | 8 |
|--------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 63,30 | 64,10 | 65,60 | 66,10 | 67,20 | — | — | — |
| Al ₂ O ₃ | 20,70 | 20,80 | 20,00 | 19,80 | 17,72 | — | — | — |
| CaO..... | 1,25 | 1,30 | 1,26 | — | 0,77 | 1,05 | 0,65 | 1,50 |
| Na ₂ O..... | 4,80 | 5,30 | 5,86 | 3,70 | 6,47 | 5,45 | 5,90 | 5,36 |
| K ₂ O..... | 7,60 | 8,97 | 7,32 | 6,90 | 7,09 | 8,10 | 8,90 | 7,70 |
| Or..... | 47,7 | 49,3 | 42,4 | 55,2 | 40,4 | 47,0 | 48,4 | 45,1 |
| Ab..... | 45,7 | 44,6 | 51,5 | 44,8 | 55,9 | 47,9 | 48,6 | 47,5 |
| An..... | 6,6 | 6,1 | 6,1 | — | 3,7 | 5,1 | 3,0 | 7,4 |
| | 9 | 10 | 11 | 12 | 13F | 14 | 15 | 16F |
| SiO ₂ | — | — | — | — | 66,90 | — | — | 67,10 |
| Al ₂ O ₃ | — | — | — | — | 19,80 | — | — | 21,30 |
| CaO..... | 1,05 | 1,30 | 2,50 | 0,30 | 1,30 | 2,90 | 1,90 | 1,40 |
| Na ₂ O..... | 5,45 | 5,40 | 6,10 | 4,70 | 7,60 | 7,30 | 6,85 | 7,80 |
| K ₂ O..... | 8,20 | 7,90 | 6,95 | 4,66 | 4,50 | 6,20 | 5,65 | 3,50 |
| Or..... | 47,3 | 46,0 | 38,0 | 38,7 | 26,3 | 31,5 | 32,1 | 21,2 |
| Ab..... | 47,6 | 47,7 | 50,5 | 59,3 | 67,3 | 56,2 | 58,9 | 71,6 |
| An..... | 5,1 | 6,3 | 11,5 | 2,0 | 6,4 | 12,3 | 9,0 | 7,2 |
| | 17 | 18 | 19 | 20 | 21F | 22F | 23F | 24F |
| SiO ₂ | — | — | — | — | — | 65,70 | 66,50 | 64,00 |
| Al ₂ O ₃ | — | — | — | — | — | 21,90 | 19,20 | 21,80 |
| CaO..... | 1,70 | 2,80 | 2,90 | 4,55 | 0,95 | 0,60 | 2,50 | 3,20 |
| Na ₂ O..... | 7,10 | 5,40 | 3,95 | 8,25 | 4,12 | 5,40 | 5,50 | 6,70 |
| K ₂ O..... | 6,50 | 5,20 | 3,40 | 5,95 | 2,96 | 4,40 | 4,90 | 5,10 |
| Or..... | 34,8 | 33,0 | 28,6 | 26,8 | 29,6 | 33,6 | 31,9 | 28,5 |
| Ab..... | 57,6 | 52,1 | 50,8 | 56,1 | 62,4 | 62,5 | 54,5 | 56,6 |
| An..... | 7,6 | 14,9 | 20,6 | 17,1 | 8,0 | 3,9 | 13,6 | 14,9 |
| | 25 | 26F | 27F | 28 | 29F | 30 | 31F | 32F |
| SiO ₂ | — | 68,00 | 64,80 | — | 57,5 | — | 60,50 | 59,10 |
| Al ₂ O ₃ | — | 20,10 | 21,80 | — | 27,2 | — | 26,20 | 26,50 |
| CaO..... | 1,70 | 0,60 | 2,90 | 6,90 | 9,2 | 8,90 | 8,50 | 9,50 |
| Na ₂ O..... | 7,10 | 10,10 | 7,20 | 7,50 | 6,1 | 7,00 | 5,40 | 5,20 |
| K ₂ O..... | 6,50 | 1,29 | 4,30 | 2,50 | 0,5 | 1,44 | 0,80 | 0,30 |
| Or..... | 34,8 | 7,1 | 24,4 | 12,7 | 2,9 | 7,4 | 5,0 | 1,9 |
| Ab..... | 57,6 | 90,0 | 61,8 | 57,8 | 52,9 | 54,4 | 50,8 | 48,7 |
| An..... | 7,6 | 2,9 | 13,8 | 29,5 | 44,2 | 38,2 | 44,2 | 49,4 |

TABLEAU III (*suite*).

| | 33F | 34F | 35F | 36F | 37F | 38 | 39F | 40F |
|--------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 59,40 | 59,70 | 58,20 | 58,90 | 60,80 | — | 54,20 | 57,30 |
| Al ₂ O ₃ | 25,60 | 24,80 | 27,10 | 27,80 | 25,20 | — | 29,40 | 25,90 |
| CaO..... | 8,00 | 8,60 | 8,80 | 6,60 | 7,40 | 10,10 | 10,50 | 10,10 |
| Na ₂ O..... | 5,60 | 6,50 | 6,60 | 6,10 | 6,50 | 5,45 | 5,80 | 6,30 |
| K ₂ O..... | 1,40 | 1,00 | 0,50 | 1,00 | 0,60 | 0,70 | 1,00 | 0,60 |
| Or..... | 8,4 | 6,1 | 2,8 | 6,3 | 3,6 | 4,0 | 5,4 | 3,2 |
| Ab..... | 51,2 | 54,1 | 56,0 | 58,6 | 59,0 | 47,4 | 47,2 | 51,2 |
| An..... | 40,4 | 39,8 | 41,2 | 35,1 | 37,4 | 48,6 | 47,4 | 45,6 |
| | 41F | 42F | 43F | 44F | 45F | 46F | 47 | 48 |
| SiO ₂ | 58,71 | 58,65 | 53,90 | 54,50 | 55,00 | 54,50 | — | — |
| Al ₂ O ₃ | 25,49 | 26,50 | 29,80 | 30,10 | 28,60 | 29,80 | — | — |
| CaO..... | 9,05 | 8,41 | 11,60 | 11,00 | 11,40 | 11,40 | 7,20 | 10,60 |
| Na ₂ O..... | 5,45 | 6,09 | 4,10 | 4,10 | 4,90 | 4,50 | 9,20 | 6,85 |
| K ₂ O..... | 0,78 | 0,37 | 0,70 | 0,40 | 0,40 | 0,30 | 5,70 | 4,40 |
| Or..... | 4,7 | 2,2 | 4,3 | 2,6 | 2,3 | 1,8 | 22,2 | 18,6 |
| Ab..... | 49,7 | 55,4 | 37,3 | 39,3 | 43,8 | 40,8 | 54,3 | 43,8 |
| An..... | 45,6 | 42,4 | 58,4 | 58,1 | 53,9 | 57,4 | 23,5 | 37,6 |

Références.

SANIDINES.

1. En projections, maclés, au Puy de la Tache. — 2. En projections, non maclés, au Puy de la Tache. — 3. En projections, dans le ravin des Egravats. — 4. Sancyite, La Grande Cascade. — 5. Sancyite, Voissières. — 6. Sancyite, près de la Cascade de la Dore. — 7. Sancyite, près du Puy de la Tache. — 8. Sancyite, Le Puy Gros. — 9. Doréite, Les Grands Moulins. — 10. Doréite, chemin des Millegouttes, sous le Capucin. — 11. Phonolite, Sanadoire. — 12. Recristallisation d'un verre, Rhyolite de Lusclade.

ANORTHOSES.

13. En projections, ruisseau de Vidalenc, près du Capucin. — 14. En projections, près du Capucin. — 15. En projections, au Trador. — 17. En projections, près du Clergue. — 16. Rhyolite, Pédaire. — 18. Rhyolite, Lusclade. — 19. Rhyolite, Le Pregnoux. — 20. Rhyolite, Veyrière (Cantal). — 21. Sancyite, microlites, Puy de Sancy. — 22. Sancyite, microlites, Sévérac (Cantal). — 23. Sancyite, microlites, Le Lioran (Cantal). — 24. Doréite, La Morangie. — 25. Trachyte, près Le Barrie. — 26. Phonolite, Liberté (Velay). — 27. Phonolite, La Terrisse (Cantal).

OLIGOCLASE.

28. Sancyite, Charlannes.

ANDÉSINES.

29. Rhyolite, Ramburtet (Cantal). — 30. Sancyite, carrière Monnéron, près de La Bourboule. — 31. Sancyite, Le Viaguin (Cantal). — 32. Sancyite, Le Lioran (Cantal). — 33. Sancyite, près du Plomb du Cantal. — 34. Doréite, Besse. — 35. Doréite, Chastel (Cantal). — 36. Doréite, Le Lioran (Cantal). — 37. Doréite, La Chassagne (Cantal). — 38. Basalte demi-deuil, La Banne d'Ordanche. — 39. Basalte demi-deuil, Bouzentès (Cantal). — 40. Basalte demi-deuil, Sériers (Cantal). — 41 et 42. Basalte, Rochessauve (Coirons).

LABRADORS.

43. Basalte demi-deuil, La Banne d'Ordanche. — 44. Basalte, Fraisse-Haut (Cantal). — 45. Basalte, Sévérac (Cantal). — 4. Basalte, La Besseyre (Velay).

DEUX FELDSPATHS.

47. Phonolite, Le Piton. — 48. Phonolite, Lau-douze.

Quelques remarques complémentaires seront faites ici, sur la distribution du potassium entre les différents minéraux des roches. Il y a lieu de remarquer, en effet, que le potassium se rencontre même dans les roches basiques dépourvues de feldspaths alcalins et que la sanidine et l'anorthose n'apparaissent que dans les

termes les plus évoluées des séries magmatiques. On peut donc se demander dans quels minéraux le potassium est fixé en l'absence des feldspaths alcalins. La réponse à cette question est donnée par la comparaison entre les compositions chimiques et minéralogiques des roches basiques. Il apparaît alors que, dans ces dernières, le

potassium est camouflé dans les plagioclases basiques et les minéraux ferro-magnésiens tant que la teneur, en potassium, reste inférieure à 3 %. Contrairement à ce que l'on pensait jusqu'ici, l'importance du potassium, contenu dans les minéraux, autres que les feldspaths alcalins et les micas n'est donc nullement négligeable (Tableau IV).

Dans le tableau V apparaît la distribution de l'ion K dans les types de roches basiques dépourvues de feldspaths alcalins et, dans le tableau VI, celle de cet élément dans les roches qui en contiennent.

TABLEAU IV.

**Teneur en potassium,
des principaux minéraux.**

| Minéraux | K, pour 100 cations |
|---------------------------|---------------------|
| Feldspaths alcalins. | 1,4 à 8,4 % |
| Biotites. | 5,6 à 9,7 % |
| Plagioclases. | 0,6 à 3,0 % |
| Amphiboles. | 0,8 à 2,2 % |
| Pyroxènes. | 0,2 à 2,0 % |
| Péridots. | 0 % |

TABLEAU V.

**Distribution du potassium dans les roches basiques
ne contenant pas de feldspath alcalin.**

| Ankaramite | | Basalte demi-deuil | | Labradorite basanitique | |
|------------------------|-----|------------------------|-----|-------------------------|-----|
| Mode moyen | K % | Mode moyen | K % | Mode moyen | K % |
| 40 % d'augite. | 0,4 | 25 % d'augite. | 0,2 | 15 % d'augite. | 0,2 |
| 30 % de labrador. | 0,6 | 55 % de labrador. | 1,1 | 58 % de labrador. | 1,4 |
| 5 % de biotite. | 0,4 | 5 % de biotite. | 0,4 | 5 % de biotite. | 0,4 |
| 2 % de verre. | 0,1 | 2 % de verre. | 0,1 | 2 % d'analcime. | 0,1 |
| 100 % de roche. | 1,5 | 100 % de roche. | 1,8 | 2 % de hornblende. | |
| | | | | 100 % de roche. | 2,1 |

TABLEAU VI.

Distribution du potassium dans les roches contenant des feldspaths alcalins.

| Doréité | | Sancyite | |
|--|-----|--|-----|
| Mode moyen | K % | Mode moyen | K % |
| 10 % de sanidine Or ₅₅ | 1,1 | 20 % de sanidine Or ₅₀ | 2,0 |
| 14 % de sanidine Or ₅₀ | 1,7 | 15 % de sanidine Or ₄₀ | 1,2 |
| 38 % d'andésine. | 1,0 | 24 % d'andésine. | 0,6 |
| 28 % d'augite. | 0,3 | 20 % d'oligoclase. | 1,0 |
| 2 % de biotite. | 0,2 | 14 % d'augite. | 0,2 |
| 2 % de hornblende. | 0,1 | 2 % de biotite. | 0,2 |
| 100 % de roche. | 4,4 | 100 % de roche. | 5,2 |

| Ordanchite | | Phonolite | |
|--|-----|--|-----|
| Mode moyen | K % | Mode moyen | K % |
| 25 % de sanidine Or ₅₀ | 2,5 | 70 % d'anorthose Or ₃₇ | 5,2 |
| 40 % d'andésine. | 1,1 | 20 % d'andésine. | 0,6 |
| 18 % d'augite. | 0,2 | 6 % de feldspathoïdes. | 0,4 |
| 2 % de biotite. | 0,2 | 2 % autres minéraux. | 0,2 |
| 5 % de feldspathoïdes. | 0,3 | | |
| 100 % de roche. | 4,3 | 100 % de roche. | 6,4 |

II. — CARACTÉRISTIQUES SUR LES DIFFRACTOGRAMMES X, DES FELDSPATHS ALCALINS.

Les feldspaths alcalins de nos roches volcaniques sont, soit de la *sanidine* (*monoclinique*) soit de l'*anorthose* (*triclinique*). Ces minéraux peuvent être ou non perthitiques. Il est donc possible en tenant compte de leur symétrie et de leur degré d'homogénéité de distinguer quatre types de feldspaths alcalins.

Sur diffractogrammes de rayons X (fig. 9), les quatre types de feldspaths alcalins s'identifient assez facilement. Leur symétrie se reconnaît, notamment, grâce à la présence d'une seule raie (111), dans le cas des cristaux monocliniques, et de deux raies (111) et ($\bar{1}\bar{1}\bar{1}$), dans le cas des cristaux tricliniques (Donnay G. et J., 1952). Quant aux feldspaths hétérogènes, ils présentent deux séries de réflexions se rapportant à l'une et à l'autre des deux phases exsolvées. En fait, seules les réflexions ($\bar{2}01$) sont nettement séparées, car elles sont particulièrement sensibles aux variations de composition des feldspaths alcalins. Leurs positions, sur le diagramme, permettent d'ailleurs de connaître, à 5 % près, les pourcentages en orthose et albite des feldspaths considérés (Bowen et Tuttle, 1950).

Ajoutons enfin que, dans le cas de feldspaths hétérogènes, le rapport des intensités des deux raies ($\bar{2}01$) peut permettre d'apprécier le pourcentage des deux phases présentes (Kuellmer, 1960).

La phase exsolvée de nos feldspaths, en albite H. T., peut représenter jusqu'à 30 % du volume

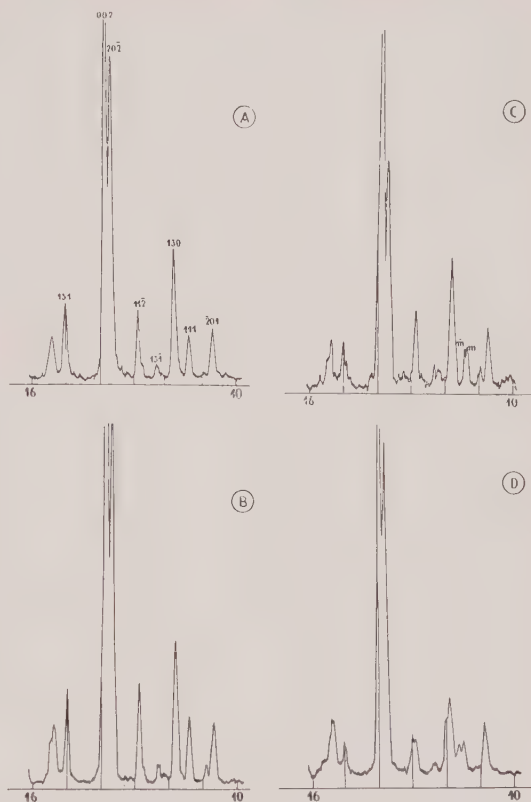


FIG. 9. — Diffractogrammes X de poudre des feldspaths alcalins, H. T., entre 10° et 16° θ (rayonnement $K\alpha$ du cuivre).

A : sanidine homogène (sancyite de la Grande Cascade).

B : sanidine cryptoperthitique (doréite des Grands Moulins).

C : anorthose cryptoperthitique (phonolite de la Roche Tuilière).

D : anorthose homogène (Rhyolite de Veyrière, Cantal).

TABLEAU VII.

Degré d'homogénéité de quelques feldspaths cryptoperthitiques du Mont-Dore.

| A | B | C | D | E | F |
|---------------------------|----|------|----------|------|----------------------------|
| Anorthose Ab_{71} | 58 | 31 % | 0,88 | 44 % | Rhyolite du Pregnoux |
| Anorthose Ab_{73} | 72 | 4 % | homogène | | Rhyolite de Veyrière |
| Sanidine Ab_{55} | 43 | 21 % | 4,1 | 24 % | Sancyite du Puy Gros |
| Sanidine Ab_{53} | 42 | 19 % | 4,5 | 21 % | Doréite des Grands Moulins |
| Sanidine Ab_{62} | 53 | 19 % | 3,7 | 26 % | Phonolite de Sandadoire |

A. Composition globale donnée par l'analyse chimique.

B. Composition de la phase orthosique fixée par \bar{d} ($\bar{2}01$).

C. Pourcentage d'albite perthitique obtenue en comparant les résultats A et B.

D. Rapport des intensités ($\bar{2}01$), $\frac{I_0}{I_a}$.

E. Pourcentage d'albite perthitique obtenue d'après les courbes de variation du rapport des intensités 10 et 1a.

F. Nom et lieu de la roche d'où est extrait le feldspath.

et il faut remarquer à ce sujet que les valeurs obtenues grâce au rapport des intensités $\frac{I_{\text{orthose}}}{I_{\text{albite}}}$ sont toujours légèrement trop fortes (Tableau VII). Ajoutons, qu'en apparence, le degré d'homogénéité varie de façon capricieuse, sans qu'il soit possible de le mettre en rapport avec des facteurs de débit, de texture ou de structure des laves.

III. — CARACTÉRISTIQUES, EN LAME MINCE, DES FELDSPATHS ALCALINS.

Indépendamment des valeurs de l'angle des axes optiques, que nous étudierons plus loin, sanidine et anorthose possèdent, en lame mince, quelques caractères sélectifs qui permettent de les reconnaître. Ainsi l'anorthose, examinée en lumière polarisée, montre un moirage irrégulier qui correspond à l'entrecroisement de très fines lamelles, maclées selon les lois de l'albite et de la péricline (fig. 11). La sanidine, au contraire, reste d'une très grande limpidité tant en lumière « naturelle » qu'en lumière polarisée (fig. 10).



FIG. 10. — Cristal de sanidine homogène, maclé Carlsbad, contenant à sa périphérie des baguettes d'oligoclases H. T. (L. P. $\times 13$). Dans la *sancyite* du puy de Hautechaux.

Si la reconnaissance des feldspaths alcalins de symétrie monoclinique ou triclinique est possible en lame mince, leur hétérogénéité, lorsqu'elle existe, n'est généralement pas décelable. Tous nos feldspaths sont, en effet, optiquement

homogènes et, seuls quelques phénocristaux d'anorthose présentent des filonnets d'albite, disposés en plans peu inclinés par rapport à (001).

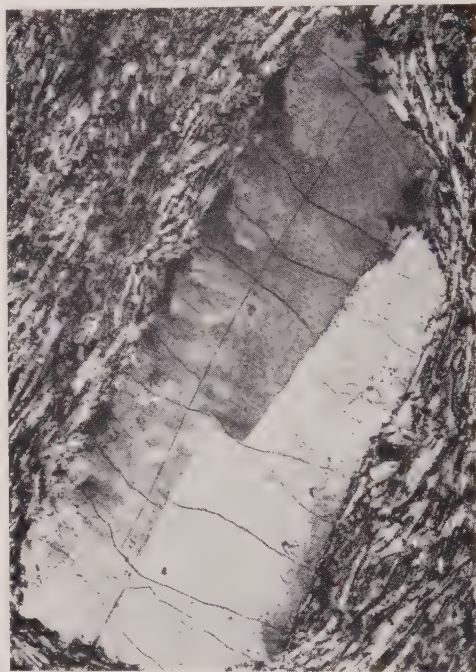


FIG. 11. — Cristal d'anorthose micropertthitique maclé Carlsbad (L. P. $\times 21$). Dans la *phonolite* du suc de Toupernas (Velay).

Les feldspaths alcalins, formés lors du premier temps de consolidation du magma, sont automorphes, comme tous les phénocristaux. Par contre, dans la pâte, ils ont, ou non, leurs formes propres et ceci dépend du pourcentage qu'ils y représentent. Lorsqu'ils prédominent, comme dans les roches alcalines (trachytes, phonolites, rhyolites et sancyites), ils sont automorphes. Ce sont des microlites, allongés selon l'axe *a* dans les phonolites ou des tablettes aplaties selon (010), dans les trois autres cas. Dans les roches plus plagioclasiques, ordanchites ou doréites, les feldspaths alcalins sont xénomorphes et ils cristallisent entre les microlites d'andésine.

Il nous reste à donner les valeurs des divers angles d'extinction et de l'angle des axes de nos feldspaths.

1. Angles d'extinctions dans (001) et (010).

L'angle d'extinction dans les plans (001) et (010) conserve, à 1° près, les mêmes valeurs

dans tous nos échantillons. L'angle d'extinction est voisin de 0° dans (001) et de 9° dans (010), ce qui est conforme aux courbes tracées par Tuttle (1952).

2. Angles 2 V des axes optiques.

Dans tous nos feldspaths, le plan des axes optiques est perpendiculaire à (010) et aucun d'eux n'a ce plan parallèle au plan de symétrie comme l'ont la plupart des feldspaths plus potassiques (Or_{80-60}).

Les cristaux examinés dans une même roche, montrent, le plus souvent, une ample variation de la valeur de l'angle des axes optiques, et la valeur moyenne de cet angle, 2 V, paraît être peu représentative. Nous préférons reporter, sur le graphique 12, la droite séparant les valeurs extrêmes mesurées.

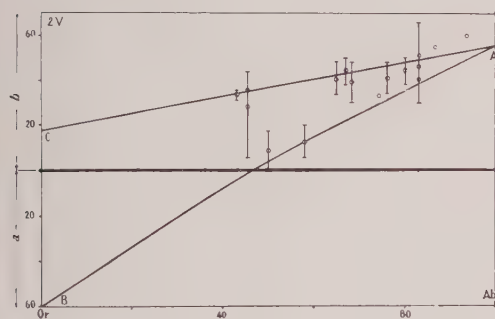


FIG. 12. — Variation de l'angle des axes, -2V, des feldspaths alcalins du Mont-Dore.

a : plan des axes optiques parallèle à (010).

b : plan des axes optiques perpendiculaire à (010).

Sur ce graphique nous avons également tracé deux des quatre courbes définies par Tuttle (1952). La courbe A-B, reprise d'après Spencer (1937), donne les caractéristiques des feldspaths chauffés pendant de longues périodes à 1075° (sanidinisation) tandis que la courbe A-C représente les variations des feldspaths de haute température, sanidine-anorthose-albite H. T. Les deux séries de basse température, microcline-albite B. T. d'une part, et, orthose-albite B. T. d'autre part, n'ont pas été représentées.

Selon la plupart des auteurs, la position des feldspaths, dans le diagramme 2 V, reflète assez bien leur état structural. En effet, parmi les principaux facteurs qui modifient les caractères optiques figure la distribution plus ou moins régulière des ions tétraédriques. L'arrangement

des ions Si et Al est ordonné ou partiellement ordonné dans les séries de basse température, puis cet état se perturbe progressivement dans les séries de haute température (courbe AC) et il devient totalement désordonné dans les feldspaths sanidinisés (courbe AB).

Par leur position, entre les deux courbes de haute température, les feldspaths du Mont-Dore ont donc, dans l'ensemble un désordre Si — Al, plus accusé que celui de la moyenne des feldspaths des roches volcaniques.

IV. — LES FELDSPATHS ALCALINS, ISOLÉS DANS LES PROJECTIONS.

Parmi les projections se rencontrent parfois des lits où abondent de grands cristaux de feldspaths. Universellement connus des collectionneurs sous le nom de « sanidine d'Auvergne », ces cristaux se trouvent notamment sous le puy de la Tache, près du Capucin, du Clergue, du puy Gros et dans les éboulis rouges du puy de la Plate. Ils sont parfaitement automorphes, allongés selon l'axe c et montrent un développement des faces (010), (110), (001), (20 $\bar{1}$) et (130). Ils atteignent parfois 10 cm de longueur mais, le plus souvent, ce sont des cristaux de 3 à 4 cm, maclés selon la loi de Carlsbad. Si cette loi d'association est la plus fréquemment réalisée, bien d'autres types de macles se rencontrent. Leur étude est actuellement en cours.

Contrairement à ce que l'on supposait jusqu'ici, ces cristaux ne sont pas toujours monocliniques. En effet ce sont, soit des sanidines monocliniques Or_{50-44} soit des anorthoses tricliniques Or_{32-26} et, jusqu'à présent, aucun feldspath de composition intermédiaire entre les deux précédentes n'a pu être prélevé. Ainsi, à 5 % près, les feldspaths isolés dans les projections ont des compositions proches de $Or_{50}Ab_{50}$ ou de $Or_{33}Ab_{67}$. Or, selon Donnay G. et J. (1952) les premiers cristaux de formule $Na_{50}K_{50}AlSi_3O_8$ sont structuralement les plus stables parmi les feldspaths sodipotassiques de haute température tandis que les seconds correspondent aux minéraux cristallisant à température minimum (Tuttle et Bowen, 1950).

Ajoutons que dans le lot de feldspaths, isolés dans les projections, se rencontrent quelques cristaux non maclés ou maclés selon les lois de Manebach ou de Baveno. Contrairement au cas général, ils sont allongés selon l'axe a et les faces (010), (001), (130) et (111) prédominent. Ils sont généralement de plus grande taille et

ont une teneur en potassium plus élevée que les cristaux à macles de Carlsbad.

Signalons qu'une observation du même ordre a déjà été faite par Ingerson (1952) dans une rhyodacite porphyrique du Texas.

CHAPITRE IV LES PYROXÈNES

Presque tous les pyroxènes contenus dans les roches du Mont-Dore appartiennent au groupe monoclinique. L'hypersthène ne se rencontre en effet, qu'exceptionnellement, et à l'état d'enclaves, dans de rares laves, sancyites et labradorites. Sa rareté est telle que nous pourrions la négliger par la suite. Il ne sera donc question ici, que des clinopyroxènes.

I. — LES PYROXÈNES, VUS AU MICROSCOPE.

Les pyroxènes sont toujours présents dans les deux phases de consolidation des laves du Mont-Dore. Les macrocristaux, parfaitement automorphes, sont maclés, zonés et riches en inclusions de titano-magnétite, d'apatite et, parfois, de hornblende brune.

Ce sont des prismes peu allongés, aplatis selon (010). Toutefois, dans les projections entourant les dômes phonolitiques, on rencontre aussi des cristaux d'augite ægyrinique à faciès aciculaire. Dans ce cas, de nombreuses aiguilles anastomosées entre elles forment, par leur ensemble, des individus complexes verts de 0,1 à 1 cm, ressemblant à des phénocristaux. Ajoutons que les pyroxènes entourent fréquemment l'olivine en constituant des glomérules mixtes, de 1 à 5 cm de diamètre.

Quant aux cristaux de la pâte, ils cristallisent en grains ellipsoïdaux à contours irréguliers. A la différence des phénocristaux ils ne contiennent pas d'inclusions et ne sont généralement ni maclés, ni zonés. Toutefois, dans les sancyites et phonolites, les microcristaux forment des microlites d'autant plus allongés, suivant l'axe *c*, que la roche est plus alcaline.

La couleur des pyroxènes varie, depuis le violet dans les roches basaltiques, jusqu'au vert clair, dans les termes acides. Les pyroxènes violets sont, comme on sait, riches en titane (1,9 à 3,4 % de Ti) tandis que les pyroxènes verts contiennent à la fois, des quantités importantes de fer ferreux (4,2 à 4,7 % de Fe^{2+}) et de sodium (2,3 à 3,8 % de Na).

Les phénocristaux sont souvent zonés, comme nous venons de le dire. On trouve successivement, un cœur d'augite titanifère violette, une enveloppe d'augite peu pléochroïque d'un blanc brunâtre et, enfin une couronne externe d'augite ægyrinique verte. Ces trois zones existent fréquemment dans les pyroxènes des roches de basicité intermédiaire (doréites et ordanchites). Par contre, la zone externe manque dans les roches basaltiques, tandis que le cœur de titano-augite fait défaut dans les roches alcalines (sancyites et phonolites).

A ce zonage, facilement visible, en raison des changements de coloration des enveloppes successives, correspond aussi des variations des constantes optiques. L'angle des axes 2 V, toujours positif, varie entre 55° dans les titano-augites et 75° dans les augites ægyriniques. L'angle d'extinction maximum, mesuré selon la méthode de Hess (1949) présente, parallèlement, des valeurs comprises entre + 40° et - 30°.

Ajoutons que les indices de réfraction de nos pyroxènes sont, en moyenne, un peu plus élevés que ceux qu'indiquent les courbes classiques de Muir (1951). L'augmentation observée par rapport à ces courbes atteint 0,05 à 0,07. Selon Segnit (1953) cette anomalie pourrait s'expliquer par une plus grande richesse de nos pyroxènes, en ions Fe^{3+} , Al^{3+} et Ti.

II. — CONSTITUTION CHIMIQUE.

La liaison entre les caractères optiques et la constitution chimique de nos pyroxènes est donnée dans le tableau VIII.

Les analyses ont été faites à partir de cristaux isolés et triés et il a été tenu compte des quelques impuretés qu'ils contiennent, impuretés que l'on a pu identifier sur des radiodiagrammes X de contrôle.

Dans ce tableau, l'on trouvera également les formules structurales de type $(\text{WXY})_2\text{Z}_2\text{O}_6$ de chacun de nos pyroxènes. Ces formules ont été calculées selon la méthode proposée par Hess (1949).

Dans le cadre du diagramme triangulaire Ca-Mg- Fe^{2+} de la classification des clinopyroxènes (Hess, 1941 puis Poldervaart et Hess, 1951), nos minéraux sont tous groupés dans un petit domaine qui correspond aux champs de l'*augite* et de la *salite*. Il convient toutefois de remarquer que cette classification ne tient aucun compte des teneurs des pyroxènes en aluminium, titane et alcalins. C'est pourquoi, nous serons amenés à approfondir ces questions dans la troisième partie de ce mémoire.

TABLEAU VIII.

Analyses chimiques des pyroxènes d'Auvergne.

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|--------------------------------------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 47,80 | 45,50 | 46,60 | 45,40 | 44,60 | 42,15 | 41,53 | 40,20 |
| Al ₂ O ₃ | 7,45 | 6,70 | 8,70 | 8,00 | 7,45 | 12,30 | 12,18 | 12,80 |
| Fe ₂ O ₃ | 9,20 | 6,50 | 4,55 | 7,20 | 5,90 | 8,00 | 7,72 | 7,20 |
| FeO..... | 5,05 | 4,85 | 3,75 | 1,70 | 1,35 | 5,60 | 6,13 | 5,62 |
| MgO..... | 7,10 | 11,55 | 12,55 | 13,60 | 13,60 | 12,70 | 12,90 | 12,00 |
| CaO..... | 15,50 | 19,45 | 19,90 | 20,00 | 18,35 | 15,20 | 16,73 | 15,40 |
| Na ₂ O..... | 2,00 | 1,20 | 1,25 | 1,40 | 1,55 | 1,70 | 1,30 | 1,55 |
| K ₂ O..... | 1,55 | 1,05 | 0,55 | 0,50 | 0,60 | 1,00 | 1,00 | 0,85 |
| TiO ₂ | 2,00 | 3,00 | 2,30 | 2,80 | 3,65 | 2,30 | 1,50 | 4,00 |
| H ₂ O ⁺ | 1,45 | — | — | — | 2,50 | — | — | 1,04 |
| H ₂ O ⁻ | 0,80 | — | — | — | 0,50 | — | — | 0,20 |
| Total..... | 99,90 | 99,80 | 100,15 | 100,60 | 100,05 | 100,95 | 100,99 | 100,86 |
| Z { Si..... | 1,83 | 1,72 | 1,72 | 1,68 | 1,69 | 1,57 | 1,56 | 1,52 |
| Al..... | 0,25 | 0,26 | 0,29 | 0,19 | 0,29 | 0,36 | 0,35 | 0,42 |
| Al..... | 0,09 | 0,04 | 0,10 | 0,06 | 0,05 | 0,18 | 0,19 | 0,14 |
| Fe ³⁺ | 0,26 | 0,18 | 0,13 | 0,20 | 0,17 | 0,22 | 0,22 | 0,20 |
| Ti..... | 0,06 | 0,08 | 0,06 | 0,08 | 0,10 | 0,06 | 0,04 | 0,11 |
| Fe ²⁺ | 0,16 | 0,15 | 0,11 | 0,05 | 0,04 | 0,17 | 0,19 | 0,18 |
| Mg..... | 0,41 | 0,66 | 0,69 | 0,76 | 0,79 | 0,71 | 0,73 | 0,68 |
| Ca..... | 0,64 | 0,79 | 0,79 | 0,79 | 0,75 | 0,61 | 0,67 | 0,62 |
| Na..... | 0,15 | 0,09 | 0,09 | 0,10 | 0,11 | 0,12 | 0,09 | 0,11 |
| K..... | 0,08 | 0,05 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,05 | 0,05 | 0,04 |
| Z..... | 2,08 | 1,98 | 2,01 | 1,97 | 1,98 | 1,93 | 1,91 | 1,94 |
| WXY..... | 1,85 | 2,04 | 2,00 | 2,06 | 2,04 | 2,12 | 2,18 | 2,08 |
| n _m | 1,685 | 1,690 | 1,702 | 1,697 | 1,701 | 1,704 | 1,703 | 1,696 |
| | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
| SiO ₂ | 38,40 | 38,80 | 40,30 | 38,90 | 44,97 | 47,10 | 45,16 | 45,50 |
| Al ₂ O ₃ | 12,95 | 12,26 | 12,80 | 13,50 | 8,74 | 10,20 | 8,09 | 10,93 |
| Fe ₂ O ₃ | 7,35 | 8,15 | 8,05 | 7,15 | 4,45 | 9,60 | 9,79 | 6,46 |
| FeO..... | 5,05 | 4,15 | 2,40 | 1,85 | 4,75 | — | — | — |
| MgO..... | 13,00 | 13,32 | 13,00 | 12,00 | 12,21 | 12,71 | 13,51 | 13,94 |
| CaO..... | 15,90 | 18,71 | 16,30 | 17,15 | 20,81 | 20,25 | 19,11 | 19,01 |
| Na ₂ O..... | 2,00 | 1,05 | 1,75 | 1,65 | 0,61 | 0,83 | 0,81 | 0,91 |
| K ₂ O..... | 0,55 | 0,25 | 0,85 | 0,60 | 0,23 | — | — | — |
| TiO ₂ | 4,30 | 3,05 | 4,57 | 3,20 | 3,57 | — | 3,42 | 3,12 |
| H ₂ O ⁺ | — | — | 0,68 | — | 0,12 | 0,20 | — | — |
| H ₂ O ⁻ | — | — | 0,04 | 2,00 | 0,04 | — | — | — |
| Total..... | 99,50 | 99,74 | 100,74 | 98,00 | 100,50 | 100,89 | 99,89 | 99,87 |
| Z { Si..... | 1,47 | 1,48 | 1,51 | 1,52 | 1,67 | 1,73 | 1,69 | 1,70 |
| Al..... | 0,43 | 0,43 | 0,44 | 0,44 | 0,33 | 0,27 | 0,31 | 0,32 |
| Al..... | 0,15 | 0,12 | 0,12 | 0,19 | 0,06 | 0,18 | 0,04 | 0,15 |
| Fe ³⁺ | 0,21 | 0,23 | 0,22 | 0,21 | 0,12 | 0,14 | 0,13 | 0,06 |
| Ti..... | 0,12 | 0,09 | 0,14 | 0,09 | 0,10 | — | 0,10 | 0,09 |
| Fe ²⁺ | 0,16 | 0,13 | 0,07 | 0,06 | 0,15 | 0,14 | 0,17 | 0,06 |
| Mg..... | 0,74 | 0,76 | 0,73 | 0,70 | 0,68 | 0,70 | 0,76 | 0,78 |
| Ca..... | 0,65 | 0,76 | 0,65 | 0,72 | 0,83 | 0,80 | 0,76 | 0,76 |
| Na..... | 0,15 | 0,08 | 0,13 | 0,12 | 0,04 | 0,05 | 0,05 | 0,06 |
| K..... | 0,03 | 0,01 | 0,04 | 0,03 | 0,01 | — | — | — |
| Z..... | 1,90 | 1,91 | 1,95 | 1,96 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,02 |
| WXY..... | 2,21 | 2,18 | 2,10 | 2,12 | 1,99 | 2,01 | 2,01 | 1,96 |
| n _m | 1,700 | 1,701 | 1,703 | 1,704 | — | 1,717 | — | — |

(Voir références au verso.)

Références.

1 à 12 : Pyroxènes des roches du Mont-Dore. (Analyses nouvelles, P. Blot et B. Taisne.)

1. Dans une sancyite, sous le Puy de la Tache. — 2. Dans une doréite, plateau de l'Angle. — 3. Dans un basalte pauvre en olivine, coulée supérieure de Charlannes. — 4. Dans un basalte pauvre en olivine, cascade du lac Guéry. — 5. Dans une ankaramite, La Banne d'Ordanche. — 6. Dans une phonolite, Roche Sanadoire. — 7. En projections, au Trador. — 8. Dans une ordanchite, ravin de La Gacherie. — 9. Dans une ordanchite, au-dessus de Lusclade. — 10. Dans une labradorite, Murat-le-Quaire. — 11. Dans un basalte demi-deuil. La

Banne d'Ordanche. — 12. Dans un basalte riche en olivine, coulée inférieure de Charlannes.

13 à 16 : Pyroxènes des districts volcaniques voisins.

13. Dans un basalte, Fuy de la Taupe (Chaîne des Puys). An. : Y. Bontor (*in* Y. Bontor, 1954). — 14 et 15. Dans un basalte, Puy de la Rodde (chaîne des Puys). An. : Ph. Barbier (*in* F. Gonnard et Ph. Barbier, 1911). — 16. Dans un basalte, Mailargues (Cantal). An. : Ph. Barbier (*in* F. Gonnard et Ph. Barbier, 1911).

CHAPITRE V

LES AMPHIBOLES

Les amphiboles ont une importance moindre que celle des pyroxènes à la fois en raison du petit nombre de laves qui les contiennent et des faibles pourcentages qu'elles y représentent. Les phénocristaux de hornblende n'apparaissent, en effet, que dans les roches de basicité intermédiaire, labradorites, ordanchites, doréites et sancyites. Les roches basaltiques en sont dépourvues et les roches alcalines, phonolites et rhyolites, ne contiennent que quelques cristaux, à structure spongieuse, d'amphiboles sodiques du type arfvedsonite ou kataphorite. Dans ce qui suit, nous attirerons plus particulièrement l'attention sur les amphiboles calciques, les seules communes dans nos laves.

I. — ASPECT MORPHOLOGIQUE ET ALTÉRATION DES AMPHIBOLES.

Les caractères morphologiques et optiques des amphiboles peuvent être le plus facilement étudiés à partir des cristaux dispersés dans les tufs de projection. Ce sont des fragments arrondis, atteignant jusqu'à 10 cm de longueur, ou plus rarement, des cristaux nets, maclés (100) et allongés selon l'axe *c*. Leur couleur est d'un noir intense et il faut noter l'éclat vitreux, extrêmement vif qu'ils présentent, sur les lames de clivage (110). Dans les roches à structure massive, les cristaux d'amphibole n'atteignent jamais les dimensions de ceux que nous venons de signaler dans les scories. Ils appartiennent tous à la première phase de consolidation où ils cristallisent en prismes, 8 à 15 fois plus longs que larges.

Par simple examen microscopique il est possible d'en distinguer deux variétés, différant à la fois par leur coloration et par leur angle d'extinction. L'une d'elle est brune (n_g , n_m brun foncé ; n_p jaune) et a un angle d'extinction, faible ou nul (0 à 20°) ; l'autre est rougeâtre (n_g rouge jaunâtre ; n_m rouge-brunâtre ; n_p jaune) et s'éteint à 20-22°.

Toutes ces amphiboles sont plus ou moins altérées. Leur état d'altération dépend essentiellement de la vitesse de consolidation des roches qui les contiennent. Lorsque le refroidissement est rapide, comme dans les projections, les filons ou les laves à pâte vitreuse, la résorption est nulle ou peu accusée, tandis que dans les roches massives, l'altération est d'autant plus intense que le refroidissement est plus lent. Le maximum d'altération se rencontre dans les laves à structure particulièrement grossière.

D'autres facteurs interviennent également pour provoquer l'instabilité des amphiboles. Pour des roches d'égale granulométrie l'altération est notamment, plus complète, dans les roches les plus acides.

Dans les doréites et sancyites, l'altération se traduit simplement par une pigmentation noire d'oxydes de fer, accompagnés ou non par des grains d'augite. Dans les doréites, elle est généralement limitée à une gaine périphérique (fig. 13) tandis que, dans les sancyites, elle gagne l'intérieur du cristal. Dans ce cas, seule la forme externe trahit encore la présence, dans ces roches, d'anciennes amphiboles.

Dans les labradorites et ordanchites, l'altération donne naissance à un plus grand nombre de minéraux. Nous l'étudierons dans les labradorites, où elle est généralement complète (fig. 14). Deux pyroxènes, de symétries orthorhombique et monoclinique, cristallisent tout

d'abord aux dépens de la hornblende. L'hypersthène, peu polychroïque est orientée de telle sorte qu'elle a ses trois axes cristallographiques parallèles à ceux de l'amphibole. Elle présente

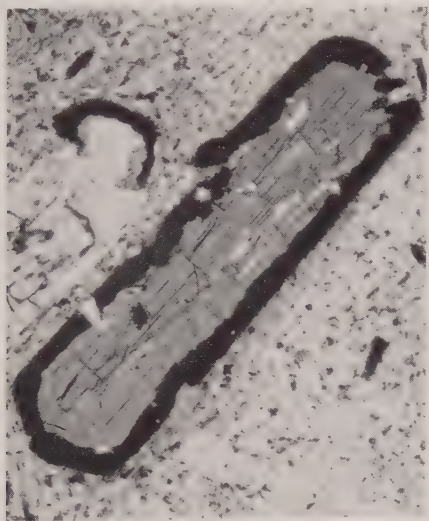


FIG. 13. — Gaine d'oxyde de fer autour de la kaersutite (L. N. $\times 48$). Dans la doréite de Laqueuille.

les deux clivages frustes, (210), et un clivage supplémentaire fin, de type bronzite, (010). Elle contient, elle-même, des inclusions de biotite, blond pâle et des baguettes d'apatite. Elle est

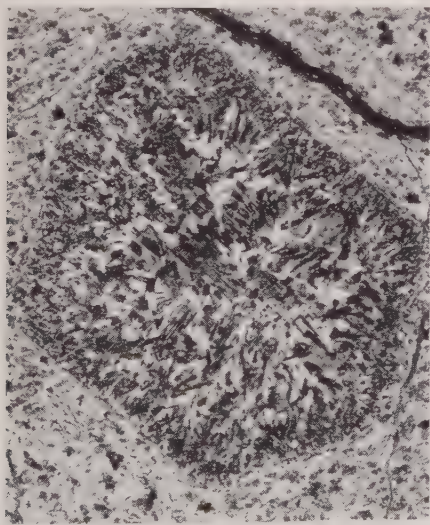


FIG. 14. — Altération totale d'une section basale d'amphibole (L. N. $\times 24$). Dans la labradorite de la Roche Vendeix.

associée à des grains, beaucoup moins abondants, d'augite incolore ($+2V = 57^\circ$, $n_g/c = +38^\circ$) à faces (110), parallèles à celles de hornblende. Avec ces pyroxènes, l'on trouve des baguettes, presque opaques, de très faible épaisseur, allongées selon l'une des faces (110) ou (010) du prisme d'amphibole. Parmi elles, il est possible de déterminer de l'hématite et de l'ilménite et surtout de la rhönite, à polychroïsme intense ($n_g = n_m$, brun-rouge; n_p , rouge clair) s'éteignant à $38-40^\circ$. Il existe aussi quelques baguettes, à extinction oblique, plus claires, blanchâtres à jaunâtres, que l'on peut rapporter au groupe des épidotes. Dans l'intervalle compris entre les grains à fort relief se développent enfin des cristaux de plagioclases, maclés albite-répétée. Les faces (010) de ces feldspaths sont parallèles à l'une des faces (010) ou (110) de la hornblende. Leur basicité, voisine de celle de l'andésine An_{30} est beaucoup moins forte que celle de la hornblende dont elle dérive.

Dans les ordanchites, roches plus acides que les labradorites la résorption est semblable, mais elle est généralement moins accusée et un noyau d'amphibole reste conservé au centre de ces pseudomorphoses.

Toutes les transitions existent d'ailleurs, dans ces laves, depuis le simple liséré périphérique jusqu'à la résorption presque totale.

II. — PLACE DE NOS AMPHIBOLES DANS LA CLASSIFICATION.

Quatre analyses nouvelles d'amphiboles, à grand angle d'extinction, sont données dans le tableau IX et nous y avons joint, à titre de comparaison, deux analyses d'amphiboles provenant de districts volcaniques voisins. Rappelons que la formule générale des amphiboles est $(Z_8O_{22})(X, Y, W)_{8-7}(OH)_2$ avec $Z = Si^{4+} + Al^{3+} + Fe^{3+}$; $Y = Al^{3+} + Fe^{3+} + Ti^{4+}$; $X = Mg^{2+} + Fe^{2+} + Mn^{2+}$; $W = Ca^{2+}, Na^{+1}, K^{+1}$.

Dans le calcul de cette formule, à partir de l'analyse chimique pondérale, il est préférable de ne pas tenir compte des oxhydriles, dont l'estimation directe, à partir des teneurs en H_2O^+ , reste difficile. Nous avons donc simplement calculé les quantités d'ions combinés aux 23 oxygènes de la formule $(W, Y, X)_{7-8}Z_8O_{23}, H_2O$ en négligeant l'eau.

Nos amphiboles appartiennent au groupe sodicalcique du type $W_{2-3}(X, Y)_5(Z_8O_{22})(OH)_2$ et, plus particulièrement au groupe $Ca_2(Na, K)_1(X, Y)_5(Z_8O_{22})(OH)_2$ (Hallimond, 1943-Smith,

1959). Toutefois, en raison de leurs fortes teneurs en titane (TiO_2 compris entre 3,80 et 5,10), nos amphiboles doivent être rapprochées des *kaersutites*, dans la série *kaersutites-syntagma-tites* (Tröger, 1952). Les teneurs en magnésium, fer ou aluminium, qui sont généralement prises en considération pour dénommer les amphiboles, ne jouent ici qu'un rôle subsidiaire en raison de l'abondance du titane.

III. — RELATIONS ENTRE PYROXÈNES ET AMPHIBOLES.

Les amphiboles sont, en moyenne, plus riches en fer (fig. 15) que les pyroxènes avec lesquels elles sont associées dans les roches. Elles sont également plus riches en alcalins, alumine et titane, mais par ailleurs, plus pauvres en chaux

TABLEAU IX.

Analyses des amphiboles des roches volcaniques d'Auvergne.

| | I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|-------------------------------|--------|--------|--------|-------|-------|------|
| SiO_2 | 38,50 | 37,80 | 38,60 | 36,80 | 41,30 | — |
| Al_2O_3 | 15,20 | 10,86 | 13,70 | 11,80 | 15,60 | — |
| Fe_2O_3 | 8,30 | 14,30 | 8,00 | 9,85 | 11,50 | — |
| FeO | 2,50 | 3,00 | 5,15 | 4,90 | 3,20 | — |
| MnO | — | — | 0,09 | 0,12 | — | 0,13 |
| MgO | 15,20 | 12,40 | 12,55 | 12,90 | 13,50 | — |
| CaO | 12,50 | 12,00 | 12,45 | 12,75 | 13,10 | — |
| Na_2O | 2,55 | 2,00 | 2,60 | 2,75 | 1,40 | 2,12 |
| K_2O | 1,63 | 0,65 | 1,45 | 1,84 | 0,30 | 0,98 |
| TiO_2 | 4,00 | 3,84 | 5,10 | 4,97 | — | 8,77 |
| H_2O^+ | — | 4,00 | 1,20 | 0,95 | — | — |
| H_2O^- | 0,65 | — | — | — | — | — |
| Total | 101,03 | 100,85 | 100,89 | 99,63 | 99,90 | — |
| Si | 5,500 | 5,695 | 5,619 | 5,496 | 5,927 | — |
| Al | 2,489 | 1,935 | 2,346 | 2,073 | 2,073 | — |
| Fe^{3+} | — | 0,370 | 0,035 | 0,431 | — | — |
| Al | 0,056 | — | — | — | 0,561 | — |
| Fe^{3+} | 0,889 | 1,246 | 0,838 | 0,672 | 1,238 | — |
| Ti | 0,429 | 0,434 | 0,557 | 0,556 | — | — |
| Fe^{2+} | 0,302 | 0,377 | 0,636 | 0,625 | 0,388 | — |
| Mg | 3,258 | 2,802 | 2,740 | 2,890 | 2,906 | — |
| Ca..... | 1,914 | 1,937 | 1,942 | 2,040 | 2,014 | — |
| Na. | 0,705 | 0,583 | 0,733 | 0,795 | 0,389 | — |
| K | 0,297 | 0,125 | 0,269 | 0,351 | 0,055 | — |
| (WXY). | 7,850 | 7,504 | 7,715 | 7,929 | 7,551 | — |
| n_m | 1,682 | 1,685 | 1,684 | 1,686 | — | — |

Références.

1 à 4 : Amphiboles de roches du Mont-Dore (An. : P. Blot et B. Taisne).

1. Dans une sancyite, Val d'Enfer. — 2. Dans une doréite, plateau de Durbize. — 3. Dans une ordanchite, plateau du Chalaneix, près de Largilliers. — 4. Dans une labradorite, Douharesse.

5 à 6 : Amphiboles de roches provenant de districts volcaniques voisins.

5. Dans une sancyite, Le Lioran (Cantal). An. : F. Fouqué (*in* F. Fouqué, 1902). — 6. Dans une dômite, Puy de Clerzou (Chaîne des Puys). An. partielle : Y. Bentor (*in* Y. Bentor, 1954).

et silice. Ce dernier caractère peut paraître à priori, anormal, si l'on s'en tient à la seule comparaison des formules théoriques de ces deux silicates. On a, en effet, $(\text{Si}_8\text{O}_{24}) \text{X}_8$ pour formules des pyroxènes et $(\text{Si}_8\text{O}_{22}) \text{X}_7 (\text{OH})_2$ pour celles des amphiboles, ce qui représente, pour 100 cations présents, des quantités en silicium respectivement égales à 50 % et 53,3 %. Mais les amphiboles, ainsi que nous venons de le souligner, contiennent plus d'ions à valence élevée (Al^{3+} , Fe^{3+} , Ti^{4+}) que les pyroxènes avec lesquels elles sont associées. Ces ions se substituent à Si à l'intérieur des tétraèdres, ce qui libère des valences et par suite fait augmenter le nombre d'ions positifs, placés entre les chaînes. Ces modifications ont toutes deux, pour effet, de faire diminuer les teneurs relatives en silicium dans les amphiboles.

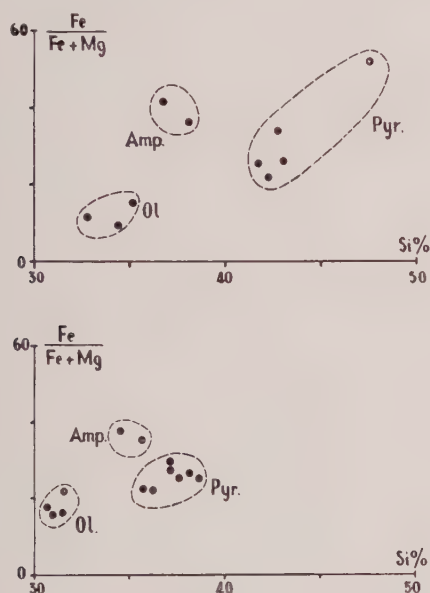


FIG. 15. — Variation du rapport $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$, en fonction des teneurs en silicium des périclites (ol.), des pyroxènes (Pyr.) et des amphiboles (Amp.).

Figure supérieure : minéraux contenus dans les sancyites, doréites et basaltes pauvres en olivines.

Figure inférieure : minéraux contenus dans les phonolites, ordanachites, labradorites et basaltes riches en olivines.

Dans l'ordre des acidités décroissantes, les amphiboles doivent donc être placées entre les pyroxènes et les périclites (fig. 15). De fait, comme les périclites, elles montrent, dans les magmas résiduels riches en silice, une grande instabilité.

Au total, les pyroxènes peuvent être regardés comme les minéraux normaux de la cristalli-

sation des magmas volcaniques tandis que les amphiboles ne constituent que des produits secondaires n'apparaissant qu'à la faveur de conditions exceptionnelles qui, dans le massif du Mont-Dore, sont assez rarement réalisées.

CHAPITRE VI

LES PÉRIDOTS

I. — LES PÉRIDOTS, VUS AU MICROSCOPE.

L'olivine est généralement un minéral appartenant aux deux phases de consolidation des roches basaltiques. Elle se présente, en effet, à la fois, en phénocristaux et en microlites.

Les grands cristaux sont allongés selon l'axe c et aplatis selon (010) . Leurs faces les plus fréquentes sont, avec (010) déjà mentionnée, (110) , (120) , (101) et (001) . Signalons que les clivages curvilignes (010) ne sont bien marqués que dans les olivines des roches les plus acides car, dans le cas général, l'on ne distingue que des plans de séparation, parallèles au plan de base, (001) . Ces olivines ne sont pas zonées contrairement à celles que l'on trouve dans les séries très difficiles en silice, avec essexites et théralites (Tomkeieff, 1939).

Les microlites sont de très petite taille (en moyenne 0,04 mm de longueur et 0,01 de largeur), et ils sont allongés selon l'axe a (ou a_0). Contrairement aux phénocristaux, leur signe d'allongement est donc par suite toujours positif. Ces minéraux affectent fréquemment des formes globuleuses ou cristallitiques par développement préférentiel, dans ce dernier cas, des arêtes a .

II. — COMPOSITION DE NOS OLIVINES.

On sait que la composition des périclites oscille entre deux pôles, l'un magnésien, la forstérite, $\text{Mg}_2 (\text{SiO}_4)$, et l'autre, ferreux, la fayalite, $\text{Fe}_2^{2+} (\text{SiO}_4)$. Dans ce qui suit, nous exprimons la composition de ces minéraux en pourcentages moléculaires de forstérite (Fo %) et nous dénommerons les différents termes de la série, selon la nomenclature proposée par Deer et Wager (1939).

Les pourcentages, en forstérite, de nos périclites ont été évalués selon la méthode proposée par Yoder et Sahama (1957) en repérant la position des raies (130) , sur diffractogramme de

rayons X. Nous avons complété cette étude en mesurant l'angle des axes, à la platine théodolite, ainsi que l'indice moyen de grains isolés (Tableau X).

ces derniers ayant des angles d'axes fortement réduits (environ 50° au lieu de 80°).

Notons que nos olivines sont d'autant plus magnésiennes que les laves qui les contiennent

TABLEAU X.

Composition et propriétés optiques des olivines.

| Roche | | Composition | | n_m | 2 V |
|-------|---------------------------|---------------|------------------|-------|--------------|
| 1. | Ankaramite | Chrysolite | Fo ₈₇ | 1,681 | — 84 à + 88° |
| 2. | Ankaramite | Chrysolite | Fo ₈₆ | 1,675 | — 78 à — 84° |
| 3. | Basalte pauvre en olivine | Forstérite | Fo ₉₅ | 1,655 | — 80 à + 85° |
| 4. | Basalte pauvre en olivine | Forstérite | Fo ₉₁ | 1,674 | — 72 à — 80° |
| 5. | Basalte pauvre en olivine | Forstérite | Fo ₉₀ | 1,670 | — 78 à — 86° |
| 6. | Doréite | Chrysolite | Fo ₈₄ | 1,687 | — 80 à — 88° |
| 7. | Sancyite | Chrysolite | Fo ₇₇ | 1,700 | — 82 à — 89° |
| 8. | Basalte riche en olivine | Chrysolite | Fo ₈₉ | 1,676 | — 85 à + 85° |
| 9. | Basalte riche en olivine | Chrysolite | Fo ₉₀ | 1,661 | — 84 à — 90° |
| 10. | Basalte demi-deuil | Chrysolite | Fo ₈₂ | 1,683 | — 83 à + 88° |
| 11. | Basalte demi-deuil | Hyalosidérite | Fo ₇₅ | 1,701 | — 80 à — 86° |
| 12. | Basalte demi-deuil | Hyalosidérite | Fo ₆₈ | 1,710 | — 74 à — 80° |
| 13. | Labradorite | Chrysolite | Fo ₈₃ | 1,678 | — 80 à + 86° |
| 14. | Ordanchite | Chrysolite | Fo ₈₁ | 1,680 | — 75 à — 85° |

Références.

1. Sommet de la Banne d'Ordanche. — 2. Fougères. — 3. Au-dessus de la carrière Lamadon, La Bourboule. — 4. Coulée supérieure de Charlannes. — 5. Cascade du lac Guéry. — 6. Plateau de l'Angle. — 7. Charlannes. — 8. Coulée inférieure de Char-

lannes. — 9. Sous le Tenon. — 10. Près de Vermisse. — 11. Le Puy Loup. — 12. Puy de la Croix-Morand. — 13. Le Pessy. — 14. Près de la Roche Malviale.

La méthode des rayons X permet de déterminer la composition des olivines, à une molécule pour cent près de forstérite. Aussi est-ce à ces mesures que nous nous référerons. Par rapport à ces dernières on peut constater que les résultats donnés par la méthode de comparaison à des liqueurs d'indice connu est relativement bonne. Elle permet d'obtenir une estimation à 5 % près. La mesure de l'angle, 2 V, ne fournit par contre pas de renseignements valables en raison, notamment, de la difficulté que l'on a à effectuer des mesures sur des minéraux à grand angle d'axes. Les résultats ne peuvent d'ailleurs être donnés qu'à 2° près (Fairbairn et Podolsky, 1951). De plus l'on observe, sur les divers cristaux d'olivine d'une même lame mince, des variations de 5 à 10°, qui sont égales à celles qui séparent, dans nos laves, les olivines les plus magnésiennes des plus riches en fer.

Ajoutons que nous n'avons pas tenu compte des mesures effectuées sur des minéraux altérés,

sont plus basiques. De plus, dans chaque roche, les microlites d'olivine de la pâte sont légèrement plus riches en fer que les phénocristaux, la différence de composition entre les deux générations, étant de l'ordre de 2 à 8 molécules de forstérite.

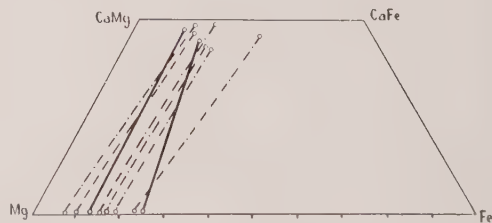


FIG. 16. — Relation entre pyroxènes et péroldots dans le diagramme Ca-Fe-Mg.

En trait-point : péroldots plus magnésiens que les pyroxènes (cas général).

En trait continu : péroldots moins magnésiens que les pyroxènes (cas des ankaramites et des basaltes demi-deuil).

D'une façon générale, nos olivines sont plus magnésiennes que les pyroxènes avec lesquels elles sont associées (fig. 16). Cette relation est toutefois inversée dans les basaltes demi-deuil et les ankaramites.

III. — ALTÉRATION DES OLIVINES.

Microlites comme grands cristaux sont partiellement ou totalement épigénisés en un corps d'un rouge vif que l'on a jusqu'à présent dénommé *iddingsite*. L'altération suit les contours et les clivages (010) ainsi que les cassures basales de l'olivine mais généralement quelques îlots sont conservés au centre des grands phénocristaux. Le produit d'altération paraît être homogène, en lame mince. Il présente un clivage fin, de type micacé, et un fort polychroïsme allant du jaune paille (n_p) au brun-rougeâtre foncé (n_m et n_g). L'iddingsite est orientée, par rapport à l'olivine, et il nous est possible d'établir des correspondances entre les axes cristallographiques de ces deux composés (Tableau XI). En particulier le clivage phylliteux (001), de l'iddingsite est parallèle au clivage fruste (100), de l'olivine.

TABLEAU XI.

Relations entre les axes des phénocristaux d'olivine et ceux de l'iddingsite.

| Olivine | Iddingsite |
|-----------|------------|
| (a) n_g | n_p (c) |
| (b) n_p | n_m (b) |
| (c) n_m | n_g (a) |

Ajoutons que le plan des axes optiques de ce produit d'altération est perpendiculaire au clivage (001) et que l'angle des axes, toujours négatif, varie selon les échantillons, entre -20 et -70° . L'indice est enfin généralement supérieur à celui de l'olivine et paraît être, de l'ordre de 1,71 à 1,72.

Bien que d'apparence homogène, l'iddingsite est en fait un mélange de divers minéraux comme l'ont montré récemment, Ming-Shan Sun (1957), Wilshire (1958), Brown et Stephen (1959), Smith (1959).

Sur les diffractogrammes de rayons X que nous avons enregistrés, les raies de la goëthite et de la calcite sont très nettes et, dans les olivines altérées des sancyites, doréites et roches

TABLEAU XII.

Analyses chimiques de péridots altérés d'Auvergne.

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|--------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 37,10 | 38,90 | 40,20 | 34,15 | 34,65 | 34,50 | 35,00 | 40,80 | 41,21 | 40,40 |
| Al ₂ O ₃ | 2,20 | 2,00 | — | 1,60 | 2,30 | 1,50 | 1,60 | — | 0,72 | 0,63 |
| Fe ₂ O ₃ | 8,40 | 8,00 | 11,00 | 8,30 | 6,10 | 6,90 | 8,00 | — | — | 13,19 |
| FeO..... | 8,10 | 7,30 | 11,70 | 15,00 | 13,75 | 18,80 | 14,05 | 16,40 | 14,57 | 2,83 |
| MgO..... | 44,50 | 43,00 | 37,10 | 41,20 | 39,55 | 38,00 | 41,30 | 41,60 | 42,94 | 41,70 |
| CaO..... | — | 1,00 | — | — | 3,15 | — | — | — | — | — |
| TiO ₂ | 0,20 | 0,50 | 0,50 | 0,60 | 1,00 | 0,70 | 0,70 | — | — | — |
| Total..... | 100,50 | 100,70 | 100,50 | 100,85 | 100,50 | 100,40 | 100,65 | 98,80 | 99,44 | 98,75 |
| Mg | | | | | | | | | | |
| Mg + Fe ²⁺ ... | 90,7 | 91,4 | 85,1 | 83,2 | 83,8 | 78,4 | 84,1 | 82,0 | 84,1 | 96,3 |

De 1 à 7 : Olivines de roches du Mont-Dore (An. : P. Blot et B. Taisne.)

1. Dans un basalte pauvre en olivine, coulée supérieure de Charlannes. — 2. Dans un basalte pauvre en olivine, cascade du lac Guéry. — 3. Dans une ankaramite, La Banne d'Ordanche. — 4. Dans une ordanchite près de La Roche Malviale. — 5. Dans une labradorite, Murat-le-Quaire. — 6. Dans un basalte demi-deuil, La Banne d'Ordanche. — 7. Dans un basalte riche en olivine, coulée inférieure de Charlannes.

De 8 à 10 : Olivines de roches provenant de districts volcaniques voisins :

8. Dans une basalte, Langeac (Velay). An. : P. Berthier (*in* P. Berthier, 1824). — 9 et 10. Dans un basalte, Rentières (Cézallier). An. : A. Moite-sier (*in* F. Gonnard, 1909).

(9) : olivines non altérées (moyenne de 4 analyses). — (10) : olivines altérées (moyenne de 4 analyses).

basaltiques pauvres en olivines, il apparaît en plus, une quantité non négligeable de quartz. Par observations de surfaces polies au microscope métallographiques, nous avons pu confirmer l'abondante présence de goëthite, et, grâce à cette technique, nous avons, de plus, pu noter la présence de noyaux d'hématite au centre des masses altérées. Ajoutons qu'avec les minéraux d'altération que nous venons de signaler, existe aussi, généralement, une faible quantité de chlorite, mais nous n'avons pas pu la déceler dans nos échantillons (Smith, 1959). Au total, l'iddingsite est essentiellement de la goëthite, minéral qui impose son intense polychroïsme ainsi que sa biréfringence et son relief élevés.

Dans l'interprétation des analyses chimiques de nos olivines altérées (Tableau XII) nous pouvons donc considérer que tout le fer ferrique est sous forme de goëthite.

Dans ces analyses, le rapport du magnésium au fer ferreux est cependant légèrement trop élevé par rapport à celui que l'on obtient par les méthodes de diffraction des rayons X. Il apparaît aussi un excès de silice, dans les olivines des roches (1 à 3) riches en pyroxènes. Le bilan des pseudomorphes d'olivine en iddingsite se traduit donc, au total, par une oxydation totale de Fe^{2+} , un départ, plus ou moins grand, de Si et Mg et, par compensation, un gain de Fe^{3+} .

Toutes nos coulées présentent ce type d'altération sur toute leur étendue bien que les autres constituants soient très clairs et non altérés. Il ne s'agit donc pas d'altération par voie superficielle mais plutôt d'une décomposition des minéraux les plus basiques par des solutions hydrothermales retenues dans le magma. Ces solutions sont riches en fer, et dans certains cas, elles contiennent, en plus, un excès de silice.

DEUXIÈME PARTIE

PÉTROGRAPHIE SYSTÉMATIQUE

CHAPITRE I

MÉTHODES D'ÉTUDE ET DE CLASSIFICATION

I. — CLASSIFICATION SYSTÉMATIQUE.

Les roches du Mont-Dore que nous avons étudiées ont été définies suivant les principes de la classification minéralogique quantitative, Jung et Brousse (1959). Il sera simplement rappelé ici, que dans cette classification, les roches sont déterminées et dénommées d'après leur constitution modale, mesurée directement au compteur de points.

II. — DISCUSSION CHIMIQUE.

Par ailleurs, la discussion des problèmes de pétrogénèse nous ont conduit à faire usage de considérations d'ordre chimique. Non moins de 209 analyses, dont 98 nouvelles, ont pu être utilisées. On trouvera toute cette documentation, intégralement publiée, dans un recueil qui vient de paraître dans le *Bulletin* du Service de la Carte Géologique de France. On voudra bien s'y reporter.

Afin de faciliter les comparaisons, toutes ces analyses ont été recalculées de façon à faire apparaître leur composition en pourcentages de cations. En ce qui concerne le mode de calcul, conduisant à ces proportions, on se référera à Barth (1952, p. 81).

III. — RAPPORTS ENTRE LA COMPOSITION MODALE ET LA COMPOSITION CHIMIQUE.

Il y a souvent avantage à comparer la composition chimique, expérimentalement déterminée des roches, à leur composition chimique calculée d'après leur constitution minéralogique quantitative, mesurée au compteur de points. Le tableau XIII (Phonolite du Trioulérou) montre comment, à partir de la composition modale, on peut calculer une composition chimique approchée (ligne horizontale A) en se basant sur des formules aussi exactes que possible des minéraux constituants.

Ce tableau fait ressortir que l'on peut arriver ainsi, à partir de la composition modale, à une composition chimique satisfaisante (comparer les lignes A et B). L'ordre de grandeur des écarts reste généralement inférieur à la précision de 10 % que tous les pétrographes admettent dans

TABLEAU XIII.

**Comparaison des compositions chimique et modale. Phonolite.
Le Trioulérou (Analyse n° 148).**

| Composition | Si | Al | Fe ³⁺ | Fe ²⁺ | Mg | Ca | Na | K | Ti | P | |
|---------------------------------|-------|-------|------------------|------------------|------|------|-------|-------|------|------|------|
| Apatite. | 0,2 | | | | | 0,12 | | | | 0,08 | |
| Sanidine | 75,6 | 45,36 | 15,12 | | | | 9,23 | 5,90 | | | |
| Andésine | 0,8 | 0,41 | 0,23 | | | 0,07 | 0,09 | | | | |
| Sodalite | 15,5 | 4,65 | 4,65 | | | | 5,58 | 0,62 | | | |
| Augite. | 6,5 | 2,52 | 0,86 | 0,35 | 0,28 | 1,14 | 0,97 | 0,20 | 0,08 | 0,10 | |
| Min. opaques. | 1,4 | | | 0,62 | 0,20 | | 0,52 | | 0,06 | | |
| A | 100,0 | 52,94 | 20,86 | 0,97 | 0,48 | 1,14 | 1,68 | 15,10 | 6,60 | 0,16 | 0,08 |
| B Analyse chimique en cations % | 53,73 | 19,97 | 0,97 | 0,48 | 0,54 | 1,72 | 15,45 | 6,98 | 0,16 | | |

Formules des minéraux :

Apatite = 1 P + 1,5 Ca ; Sanidine = 3 Si + 1 Al + 0,61 Na + 0,39 K
 Andésine = 2,56 Si + 1,44 Al + 0,56 Na + 0,44 Ca ; Sodalite = 3 Si + 3 Al + 3,6 Na + 0,4 K
 Augite = 1,57 Si + 0,54 Al + 0,22 Fe³⁺ + 0,17 Fe²⁺ + 0,71 Mg + 0,61 Ca + 0,12 Na + 0,05 K + 0,06 Ti.

le cas des analyses courantes. L'intérêt de cette constatation mérite d'être souligné. On voit, en effet, que l'on possède ici un moyen particulièrement précieux pour contrôler l'exactitude des analyses modales et chimiques des roches ainsi que celles de la formule des minéraux.

CHAPITRE II

LES RHYOLITES

Les rhyolites sont, pour la plupart, localisées au centre de la fosse d'effondrement de la haute Dordogne, où elles sont liées aux premières manifestations volcaniques du massif. C'est le cas, notamment, des rhyolites vitreuses de Lusclade, du Pregnoux et de Pédaire. Des rhyolites holocristallines se rencontrent aussi dans le massif du Mont-Dore mais elles sont plus récentes et elles sont placées à la périphérie de la caldeira. Ce sont les rhyolites des plateaux des Mortes de May et de Charlannes.

Sur le terrain, les rhyolites attirent facilement l'attention en raison de leurs vives couleurs et de la grande variabilité de leur texture. Aussi ont-elles été distinguées par les tous premiers géologues. Ainsi Lecoq et Bouillet (1830) signalent des *stigmities perlaires noires* et des *stigmities porphyroïdes verdâtres*, mais c'est à von Lasaulx (1875) que l'on doit la première description complète de ces roches sous le nom de *trachytes quartzeux*.

La très grande place donnée aux rhyolites, par les différents auteurs, dans la plupart de leurs publications, ne correspond pas, en fait, à l'importance relativement minime de ces roches dans le massif du Mont-Dore, dont elles n'occupent qu'une superficie de l'ordre de 1 %. En tenant compte, non seulement des laves massives mais aussi des ponces et des cinérites rhyolitiques on atteint toutefois une proportion de 10 %.

Ajoutons, en passant, que les rhyolites du Mont-Dore ont une importance économique non négligeable comme abrasif léger et comme matière première dans l'industrie du verre. Elles pourraient l'être aussi dans l'industrie des mortiers légers en faisant gonfler ces roches par chauffage convenable. Ce foisonnement (ou *poping*) des perlites est déjà effectué dans d'autres pays.

I. — LES RHYOLITES VITREUSES.

Jusqu'à présent, seules les *rhyolites vitreuses dites de Lusclade*, connues depuis le début du siècle dernier, ont été étudiées par les auteurs. Elles sont exploitées dans la carrière des Planches, près de La Bourboule. Deux petits filons de rhyolites analogues ont été de plus, signalés par Ph. Glangeaud (1911) sur la route de *Vendeix* et j'ai personnellement découvert une coulée de cette même rhyolite sous le village du *Pregnoux* ainsi qu'un important dôme, près de *Pédaire*.

1. Débit et texture.

Les roches volcaniques acides présentent une grande variété de texture, mais le plus fréquemment elles ont une texture compacte. Cette dernière ne passe à la texture perlitique que sur les bords des coulées ou des dômes.

La teinte de ces roches est grisâtre et seules les variétés les plus vitreuses, sont noires. Les échantillons dévitrifiés ou altérés ont par contre une couleur rouge brique. En effet les petits granules de fer qui soulignent la fluidalité de la roche restent en inclusions dans les sphérolites de dévitrification mais ils y sont à un état plus oxydé. Alors qu'ils sont en magnétite noire dans le verre, ils se changent là, en hématite et goëthite rouges. De la sorte, les sphérolites prennent une coloration rouge qui tranche sur le fond noir du pechstein dans les échantillons partiellement recristallisés ou qui donne une teinte rouge générale aux échantillons totalement dévitrifiés.

La fluidalité, généralement bien marquée, est soulignée par l'alignement des phénocristaux et par l'alternance de lits de coloration différente.

Cette description est celle des rhyolites du Lusclade, de Vendeix et du Pregnoux. Par contre, la *pyroméride à gros sphérolites de Pédaire* diffère notablement du type précédent. La roche est formée de boules fissurées, sphériques ou aplaties, enrobées dans une pâte de couleur rose (fig. 17). Les dimensions ordinaires de ces

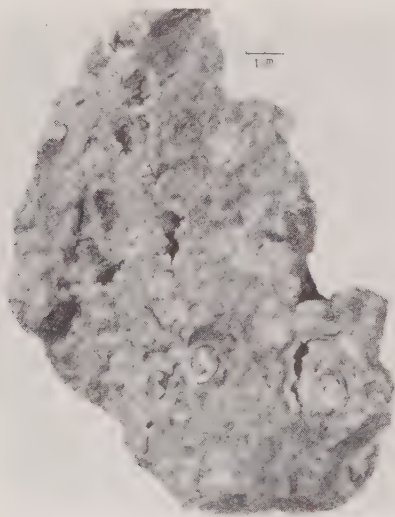


FIG. 17. — Bloc de pyroméride de Pédaire. Les grands sphérolites sont séparés de la pâte vitreuse rose par une ou plusieurs lithophyses en forme de croissant.

sphérolites sont comprises entre 0,5 et 1 cm mais elles peuvent atteindre 10 cm. La roche contient, de plus, de nombreuses lithophyses sur les parois desquelles se sont développés de la cristobalite et des zéolites (gismondite et philipsite).

L'acquisition de cette texture particulière des rhyolites de Pédaire s'explique par le fait qu'au cours d'un refroidissement rapide, les gaz contenus dans la lave se sont échappés en créant de nombreuses vacuoles. Lorsque l'éclatement d'une bulle gazeuse s'est produit au bord d'un sphérolite vitreux, il a provoqué le décollement partiel, hors de sa gangue, de ce sphérolite et il s'est alors formé une lithophyse en forme de croissant. Ce phénomène a pu se reproduire plusieurs fois aux dépens d'un seul sphérolite, créant plusieurs lithophyses concentriques. Comme toutes les autres rhyolites, la pyroméride de Pédaire a une texture fluidale. L'écoulement laminaire de la lave y est souligné par l'alignement et l'étiement des grands sphérolites.

Cette très belle roche rappelle les pyromérides de l'Estérel et notamment celle de la Colle de la Motte étudiée par Bordet (1951), qui est arrivé à des conclusions analogues.

2. Description minéralogique.

Les rhyolites vitreuses contiennent en moyenne, 6 % de phénocristaux, ces derniers étant noyés dans une pâte amorphe de couleur brune.

a) Les phénocristaux.

Parmi les phénocristaux, seuls les feldspaths alcalins sont importants. Ils sont mêlés à de rares paillettes de biotite, à des grains de magnétite, de sphène et de zircon et à des plagioclases, H. T., relativement basiques, d'oligoclase-andésine An_{20-38} . Dans les rhyolites vitreuses, deux générations de feldspaths alcalins sont généralement présentes. Les plus grands parmi les phénocristaux sont formés de sanidine (Or_{42-35}) et ils sont parfaitement automorphes. Par contre ceux de la seconde génération sont plus petits et constitués par de l'anorthose (Or_{33-25}) fortement corrodée par la pâte.

L'existence de ces deux générations demande à être expliquée. Pour cela, comparons la composition de ces deux générations de feldspaths alcalins à celle du verre, calculée en proportions de $Or/Or + Ab$ (Tableau XIV). On a :

Phénocristaux I Phénocristaux II Verre
Or₄₂ Or₃₃ Or₅₉

Comme on le voit, la composition des phénocristaux II est la plus éloignée de celle du verre et il est donc normal que ce soient ces derniers qui aient été corrodés.

TABLEAU XIV.

Composition chimique des phénocristaux (A) du verre (C) et de l'ensemble de la rhyolite vitreuse (B) du Pégénoux (Rivaux des Bugès).

| | A Phéno- cristaux (5,7 %) | A Ensemble de la roche (analyse n° 193) | C Verre (94,3 %) |
|---|------------------------------------|--|------------------------|
| Si | 49,34 | 68,30 | 69,66 |
| Al | 16,24 | 15,91 | 15,89 |
| Fe ³⁺ | 8,64 | 0,58 | 0 |
| Fe ²⁺ | 3,43 | 0,23 | 0 |
| Mg | 5,07 | 0,34 | 0 |
| Ca | 1,04 | 0,58 | 0,55 |
| Na | 8,79 | 6,11 | 5,92 |
| K | 7,45 | 7,95 | 7,98 |
| $\frac{100 \text{ K}}{\text{K} + \text{Na}} = \frac{100 \text{ Or}}{\text{Or} + \text{Ab}}$ | 54,9 | 56,5 | 59,6 |
| $\frac{10 \times \text{O}}{\text{Si} + \text{Al}}$ | 23,4 | 20,1 | 20,0 |
| $\frac{100 \text{ Si}}{\text{Si} + \text{Al}}$ | 75,2 | 81,1 | 81,4 |

b) La pâte vitreuse.

Dans la plupart des roches, la dernière phase formée à la suite de la différenciation s'enrichit en silice et alcalins par rapport au magma initial. J'ai pu montrer (Brousse, 1958) que cette phase prenait *préférentiellement* la forme vitreuse, si elle a une formule comprise entre Si₅O₁₀ et (Si₄AlO₁₀)¹⁻. Or, on sait qu'on peut définir, dans les verres, un facteur de liaison $\left(\frac{\text{O}}{\text{Si} + \text{Al}} \cdot 10 \right)$

et un facteur de substitution $\left(\frac{\text{Si}}{\text{Si} + \text{Al}} \cdot 100 \right)$.

La composition indiquée ci-dessus peut alors être précisée en disant que, dans tous les verres volcaniques, le facteur de liaison est égal à 20 et le facteur de substitution, supérieur à 80.

Nous pouvons constater, dans le tableau XIV, que dans le cas de la phase vitreuse des rhyo-

lites de La Bourboule, le facteur de liaison est précisément égal à 20 et le facteur de substitution à 81,4. On voit que cette constitution chimique prédestinait la roche à posséder une structure vitreuse indépendamment des conditions de refroidissement.

3. Ordre de cristallisation.

a) Formation des phénocristaux et des cristallites.

La cristallisation des phénocristaux est précoce et ils étaient déjà présents dans le magma, au moment de la sortie de la lave. En effet, ces minéraux sont disposés en lits parallèles et ils ont généralement leur axe de plus grand allongement, dirigé dans le sens de la fluidalité. Certains d'entre eux ont été toutefois plus difficilement entraînés par le magma et ils provoquent alors la formation de remous, qui perturbent l'ordonnance régulière des plans d'écoulement.

Quant aux cristallites dont la croissance dendritique s'est faite, comme on sait, en milieu visqueux (Gay, 1949), ils se sont formés pendant la période de refroidissement mais avant que la solidification ne soit complète car, dans la plupart des cas, ces microlites sont également alignés.

b) Formation des cassures perlitiques.

Tout comme les cristallites, les fissures de retrait sont contemporaines du refroidissement. Ce sont des cassures curvilignes qui isolent, dans la pâte, des perles vitreuses. Généralement plusieurs générations de cassures se sont succédées,

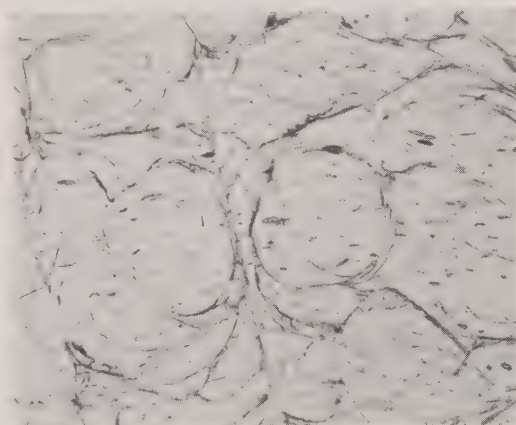


FIG. 18. — Cassures perlitiques recoupant la linéation. Dans une rhyolite des monts Euganéens (L. N. $\times 64$).

les cassures les plus récentes entourant des sphères de plus en plus grosses (fig. 18). Parfois la disposition de ces fissures est parfaitement concentrique et il se crée ainsi des perles à enveloppes multiples. C'est le cas notamment des perles que l'on trouve isolées dans la cinérite du Pessy, et dont il est possible d'enlever successivement toutes les écailles, par simple pression des doigts.

Les cassures se sont généralement faites alors que l'écoulement de la lave était terminé, car elles recoupent les plans de la fluidalité soulignés par l'alignement des cristallites (fig. 18). Par ailleurs, les perles qu'elles isolent ne sont jamais ni étirées, ni aplaties mécaniquement.

c) Recristallisation des sphérolites.

Dans la plupart des rhyolites du Mont-Dore, la pâte s'est dévitrifiée et de nombreux cristallites se sont formés aux dépens du verre. Ils sont généralement disposés en faisceaux rayonnants autour d'un centre et ils constituent ainsi des sphérolites (fig. 19). Au microscope polarisant,

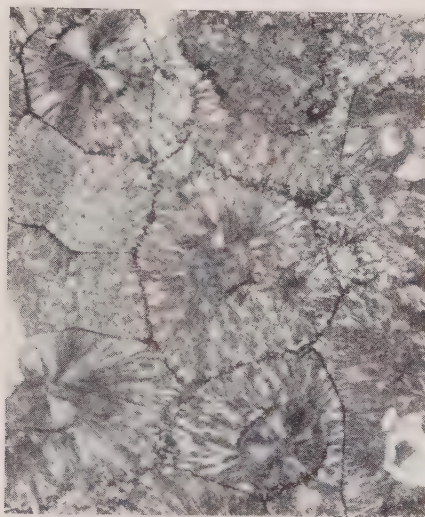


FIG. 19. — Sphérolites de dévitrification à allongement positif formés, au centre, de fins cristallites et, à la périphérie, de fibres plus larges. Certains sphérolites sont coupés diamétralement et d'autres tangentiellement (L. N. $\times 20$). Dans la rhyolite de Lusclade.

trois variétés de sphérolites peuvent être distinguées. Les sphérolites les plus anciens sont bruns et formés par des fibres très fines à allongement positif. Ils passent, par gradations insensibles, à des sphérolites formés par des fibres, d'allonge-

ment toujours positif, mais de moins en moins colorées et de plus en plus larges. Dans de nombreux cas, ces dernières fibres sont disposées à la périphérie des précédentes en formant une enveloppe qui les moule irrégulièrement. Enfin, dans les rhyolites les plus riches en phénocristaux on trouve quelques sphérolites à fibres larges et à allongement négatif.

La dévitrification semble être liée, à un phénomène magmatique tardif. En effet, les sphérolites recoupent la linéation et les cassures perlitiques de la lave déjà consolidée. Ajoutons que la dévitrification s'est faite de façon très désordonnée car, dans une même carrière, certains échantillons sont totalement hyalins alors que d'autres sont entièrement dévitrifiés. Cela peut s'expliquer par le jeu capricieux des fumerolles de fin d'éruption, qui ont pu favoriser la cristallisation tardive de la matière vitreuse.

Il nous reste à donner des précisions sur le processus chimique de la dévitrification. D'une manière générale, il y a lieu de remarquer que les phénocristaux des roches à pâte vitreuse fixent en priorité et en totalité les ions Fe, Mg, Ca. Par suite, les verres sont des produits résiduels qui ont habituellement la composition d'un aluminosilicate de sodium et potassium (Tableau XIV).

Par ailleurs nous avons vu que les verres ont préférentiellement un facteur de liaison égal à 20 et un facteur de substitution supérieur à 80. Les minéraux qui vont se former par recristallisation de ce verre ont nécessairement la même composition. Or, seuls les mélanges de feldspaths alcalins et de minéraux de la famille de la silice remplissent ces deux conditions et, effectivement, nous avons déjà dit, dans la partie minéralogique, que les cristallites des sphérolites de dévitrification sont constitués par de la sanidine et de la cristobalite. Les fibres de ce dernier minéral peuvent être, soit à allongement positif, soit à allongement négatif ce qui explique les deux sortes de sphérolites, positifs et négatifs, que nous avons reconnus.

4. Gisement et mode de formation.

Les rhyolites vitreuses se présentent sur le terrain, soit en coulées de faible puissance, soit en dômes, ces derniers étant formés eux-mêmes par un empilement de coulées non séparées entre elles par des lits de projection. A la base du dôme de Lusclade, ainsi qu'on peut le voir dans la carrière des Planches, on trouve, en plus, un important conglomérat de blocs rhyolitiques disposés sans ordre et emballés dans une

poussière de même composition chimique. C'est dans ce ciment qu'ont été découvertes des diatomées (Mir. Michel-Lévy, 1949). Dans la formation inférieure, le magma rhyolitique s'est épanché dans le fond d'un lac et son contact avec l'eau a provoqué des explosions et par suite l'émission de la lave. Par contre, les venues volcaniques suivantes se sont normalement épanchées à l'air libre. D'une façon générale, elles sont plus cristallines et moins perlitiques que les premières.

II. — LES RHYOLITES HOLOCISTALLINES.

Les rhyolites holocristallines sont relativement rares. On ne les rencontre qu'en quatre gisements. L'un de ceux-ci correspond à un petit sill, situé sous la station médiane du funiculaire de *Charlannes*. Les trois autres sont ceux des dômes qui accidentent d'une part le plateau des *Mortes de May* et d'autre part celui qui se trouve au-dessus du village de *Montmie*, sur la route de Besse. Ajoutons que les rhyolites holocristallines sont en outre fréquentes à l'état de blocs dans les cinérites à ponces de Rochefort-Montagne, Perpezat, Mareuge, etc...

Ce sont des roches à grain fin, très blanches, piquetées de petits points, d'un bleu verdâtre, devenant jaunâtre par altération. Elles ont un aspect saccharoïde et elles ressemblent plus à des aplites à grain fin qu'à des roches volcaniques.

Leur structure est particulière et mérite le nom de *bostonitique*. Les tablettes d'anorthose, aplaties selon (010), y sont en effet grossièrement parallèles entre elles. Elles se répartissent en deux groupes, correspondant à des cristaux de taille différente, ces groupes n'étant d'ailleurs pas très nettement séparés entre eux. Dans la pâte, le feldspath est accompagné par des minéraux de formation plus récente. Le quartz y est xénomorphe, tandis que le sphène et les amphiboles (arfvedsonite et kataphorite) y ont un développement pœcilitique.

L'analyse modale de la rhyolite de Charlannes et sa comparaison, avec l'analyse chimique, sont données dans le tableau XV.

Les autres rhyolites de ce groupe ne diffèrent peu de ce qui vient d'être décrit. A titre d'exemple nous donnons, ci-dessous la composition modale de la rhyolite du plateau des Mortes de May.

Phénocristaux (32,3 %) : Anorthose (21,4 %), andésine An_{32} (5 %), minéraux opaques (2,9 %), biotite (1,3 %), sphène (1,3 %), augite ægyrinique (0,4 %). *Pâte* : anorthose (45,6 %), quartz (18,1 %), oligoclase (1,3 %), minéraux opaques (1,3 %), zircon (1,3 %).

Indices (Sat., 20 ; Col., 6 ; Felds., 91). *Analyse chimique* n° 188.

En raison de la présence de plagioclases et de biotite, cette roche peut être déjà rapprochée des sancyites dont il va être question plus loin.

TABEAU XV.

Comparaison des compositions, modale et chimique, de la rhyolite de Charlannes.

| Analyse modale | Si | Al | Fe ³⁺ | Fe ²⁺ | Mg | Ca | Na | K | Ti | Zr |
|---|--------|-------|------------------|------------------|------|------|-------|-------|------|-----------|
| | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Anorthose Or ₃₃ Ab ₆₇ (dont 25,31 % de grands microlites) | 76,07 | 45,64 | 15,21 | | | | 10,19 | 5,03 | | |
| Quartz | 17,60 | 17,60 | | | | | | | | |
| Kataphorite | 4,15 | 1,82 | 0,26 | 0,26 | 0,52 | 0,26 | 0,46 | 0,05 | | |
| Arfvedsonite | 0,73 | 0,37 | 0,01 | 0,07 | 0,17 | 0,01 | 0,09 | 0,01 | | |
| Zircon. | 0,73 | 0,37 | | | | | | | | 0,36 |
| Fluorine | 0,52 | | | | | 0,52 | | | | |
| Minéraux opaques | 0,10 | | 0,06 | 0,04 | | | | | | |
| Rutile | 0,10 | | | | | | | | 0,10 | |
| Sat., 19 ; Col. 6 ; Felds. 100 | 100,00 | 65,80 | 15,48 | 0,39 | 0,56 | 0,69 | 0,79 | 10,74 | 5,09 | 0,10 0,36 |
| Analyse chimique n° 198, en cations % .. | | 65,73 | 15,24 | 0,39 | 0,88 | 1,53 | 0,77 | 10,31 | 5,15 | — — |

CHAPITRE III

LES TRACHYANDÉSITES

I. — CARACTÈRES GÉNÉRAUX
DES TRACHYANDÉSITES.

Nous avons affaire, ici, à un important groupe de roches passant par toutes les transitions, du faciès trachytique au faciès andésitique, roches auxquelles les anciens donnaient d'une façon exagérément simplifiée, les noms de « *trachytes* » et d'« *andésites* ». En réalité, il s'agit, dans les deux cas, de roches intermédiaires appartenant au groupe des trachyandésites et que Lacroix (1923) répartit ultérieurement entre les *sancyites*, à tendance trachytique dominante, et les *doréites*, à tendance andésitique dominante. J'ai, plus récemment (Brousse, 1954) apporté des précisions à la définition de ces deux groupes de roches.

Les trachyandésites et les projections qui leur sont associées (cinérite supérieure) constituent l'essentiel du massif du Mont-Dore. Elles couvrent près du quart de la surface de l'ensemble volcanique et l'on peut leur attribuer plus de la moitié de la surface des épanchements surmontant la cinérite à blocs. Comme les rhyolites, les sancyites les plus claires (hololeucocrates) ont tendance à s'accumuler sur place en formant des dykes, des necks (zone des filons du Sancy) ou des dômes-péléens (Capucin, puy de Baladou, de la Tache, de Mone, de Cuzeau...). Lorsqu'elles deviennent plus mésocrates, les sancyites constituent des dômes-coulées (Charlannes, Puy Gros), voire même des coulées épaisses (Grande Cascade, puy de Surain, coulée issue du puy de l'Ouire). Enfin, cette tendance à former des coulées s'accuse dans les doréites dont les épanchements s'étalent sur de très grandes surfaces (coulée de doréite de Laqueuille).

La présence simultanée de feldspaths alcalins et de plagioclases acides est le trait dominant des trachyandésites. La sanidine y constitue de grands phénocristaux et des plages xénomorphes dans la pâte. Quant aux plagioclases, que l'on trouve également dans les deux stades de la cristallisation, ils ont une composition comprise entre celle de l'andésine An_{40} et celle de l'oligoclase An_{10} .

Les valeurs de la somme d'une part, et d'autre part, du pourcentage relatif des deux feldspaths, sont les deux facteurs les plus marquants de

variation qui se produisent à l'intérieur du groupe des trachyandésites. Nous avons, par suite, fait figurer ces deux valeurs sur le diagramme 20. Nous y avons reporté pour chaque roche, en ordonnée, l'indice de coloration (Col. = $100 - (Q + F + \text{verre})$) et, en abscisse, l'indice feldspathique

$$\left(\text{Felds.} = \frac{F. \text{ alcalin}}{F. \text{ alcalin} + \text{Plag.}} \times 100 \right).$$

Cette représentation permet de donner une définition précise de chacun des deux types de trachyandésites.

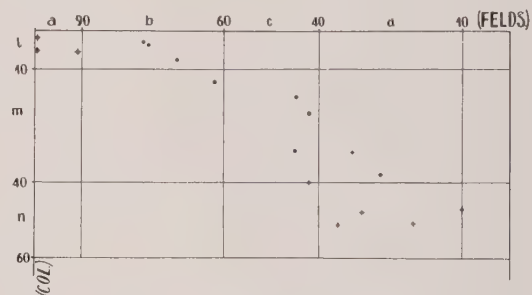


FIG. 20. — Aire de dispersion des trachyandésites.

● : sancyites ; + : doréites ; * : rhyolites.

En abscisse sont portées les valeurs de l'indice feldspathique (Felds.).

a : roches alcalines ; b : roches subalcalines ; c : roches latitiques ; d : roches subplagioclastiques.

En ordonné sont portées les valeurs de l'indice de coloration (Col.).

l : roches hololeucocrates ; m : roches leucocrates ; n : roches mésocrates.

II. — LES SANCYITES.

1. Définition pétrographique.

Les sancyites sont des roches claires, riches en feldspaths alcalins. Leur composition varie par décroissance progressive à la fois de leur quantité en feldspaths et de leur teneur relative en sanidine depuis un pôle hololeucocrate et subalcalin, jusqu'à un pôle leucocrate et latitique. Dans leur pâte, elles possèdent de la cristobalite et de la tridymite, mais toutefois en quantités insuffisantes pour que l'on puisse ranger ces roches dans le groupe des rhyolites. En effet,

$$\text{leur indice de saturation } \text{Sat.} = \frac{Q}{Q + F} \times 100$$

n'excède pas 13 et le plus souvent il est de l'ordre de 5. En résumé les sancyites sont des trachytes ou des latites quartzifères.

2. Caractères macroscopiques.

Ce qui frappe, en premier lieu, est l'*aspect porphyroïde* de ces roches. Non seulement les phénocristaux sont abondants, mais encore ils sont de grande taille (de 0,5 à 5 cm). De plus, une forte différence de dimensions sépare ces cristaux du premier temps de ceux du second.

Il faut remarquer, qu'en règle générale, la proportion des phénocristaux diminue au fur et à mesure que les roches deviennent plus sombres. Dans les sancyites, la proportion de phénocristaux varie, par exemple, depuis 50 % pour les acides d'entre elles jusqu'à 27 % (sancyite de la Grande Cascade). L'abondance des phénocristaux témoigne de la longue évolution intratellurique du magma des sancyites, au cours de laquelle il semble qu'il y ait eu, durant la différenciation, concentration des feldspaths à la suite d'un phénomène de flottation.

Les sancyites hololeucocrates, les plus porphyriques, sont de couleur blanche (Capucin, puy de la Tache) ou bleu clair (carrière Monnéron, près de Lusclade ; puy de l'Ouire). Par altération, elles deviennent rougeâtres ou, exceptionnellement, jaunâtres, lorsqu'elles sont imprégnées d'alunite (val de la Craie).

Les sancyites qui ne sont que leucocrates ont, par contre, une teinte grise plus ou moins soutenue. Sur le terrain, ces variétés qui sont relativement sombres en raison de leur teneur en augite et magnétite, ne doivent pas être confondues avec les sancyites hololeucocrates semi-hyalines qui ne sont noires qu'en raison de la teneur de leur pâte en matière vitreuse. Ces dernières variétés, très bien litées, peuvent être facilement identifiées par ailleurs.

3. Étude microscopique.

Tous les minéraux, à l'exception de la hornblende, sont représentés dans les deux temps de consolidation. Les phénocristaux les plus abondants sont ceux de sanidine et d'oligoclase. Ces derniers sont mêlés à des plages de biotite et d'amphibole ainsi qu'à des prismes de sphène et d'apatite. Quant au magma de seconde consolidation, il est surtout composé de fines lamelles de sanidine, frangées sur les bords, ces lamelles étant, soit simples, soit maclées selon la loi de Carlsbad. Elles sont associées à des baguettes d'oligoclase, à des prismes allongés d'augite, à de petits grains de titanomagnétite et à des plages de tridymite et de cristobalite.

Selon les types de sancyites, certains de ces minéraux peuvent manquer. C'est le cas, notamment, de la sanidine qui fait parfois défaut dans le premier temps de cristallisation.

Pour la description détaillée des principaux minéraux, nous renvoyons à la première partie de ce mémoire. Nous ne donnerons de renseignements complémentaires qu'en ce qui concerne les minéraux qui n'ont pas encore fait, antérieurement, l'objet d'études spéciales.

a) *Les plagioclases*. — Les phénocristaux de plagioclases sont fréquemment groupés en amas, ce qui confère à la roche une structure gloméroporphyrique. Ils ont une basicité moyenne voisine de celle de l'oligoclase An_{30} , mais cette détermination est difficile à réaliser, car ces cristaux sont très finement zonés. Généralement l'auréole la plus externe est en sanidine tandis que, dans la partie moyenne, se différencie généralement une zone plus calcique An_{50-40} possédant un aspect nuageux, dû à la présence de multiples inclusions. Cette enveloppe nuageuse est toujours celle qui est la première touchée par l'altération superficielle (Puy Gros).

b) *La biotite*. — La biotite est un élément constant des sancyites. Elle est parfaitement bien conservée dans les roches les plus siliceuses, rhyolites et sancyites hololeucocrates, qui forment des dômes ou des dykes contrairement à ce qui se passe dans les roches plus basiques d'épanchement, où tous les stades de résorption peuvent être suivis, depuis la simple corrosion des bords jusqu'à l'entière décomposition des cristaux. Par substitution de la biotite prennent alors naissance des minéraux opaques, noirs et rouges, de l'augite, de l'hypersthène et de la sanidine.

TABLEAU XVI.

Analyses de biotites contenues dans les roches volcaniques d'Auvergne.

| | 1 | 2 | 3 |
|--------------------------------------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 31,10 | 39,50 | 43,40 |
| Al ₂ O ₃ | 13,75 | 14,20 | 20,40 |
| Fe ₂ O ₃ | 33,70 | 12,25 | 9,10 |
| FeO..... | 0,80 | 2,80 | — |
| MgO..... | 7,95 | 14,30 | 17,10 |
| CaO..... | 0,70 | 2,35 | 1,70 |
| Na ₂ O..... | 1,60 | 1,50 | 0,20 |
| K ₂ O..... | 4,30 | 7,35 | 8,60 |
| TiO ₂ | 4,60 | 3,00 | — |
| P ₂ O ₅ | 0,35 | — | — |
| H ₂ O ⁺ | 1,35 | 2,75 | — |
| H ₂ O ⁻ | 0,15 | 0,75 | — |
| Total..... | 100,35 | 100,75 | 100,50 |

| | 1 | 2 | 3 |
|------------------------|------|------|------|
| | — | — | — |
| Si | 4,59 | 5,62 | 5,19 |
| Al | 2,39 | 2,37 | 2,81 |
| Fe ³⁺ | 1,02 | 0,01 | — |
| Fe ³⁺ | 2,72 | 1,29 | 0,82 |
| Al | — | — | 0,05 |
| Ti | 0,51 | 0,32 | — |
| Mg | 1,76 | 3,05 | 3,07 |
| Fe ²⁺ | 0,10 | 0,33 | — |
| Ca | 0,11 | 0,36 | 0,22 |
| Na | 0,46 | 0,41 | 0,05 |
| K | 0,81 | 1,33 | 1,31 |

Références.

1. Dans la dômite du puy de Dôme. An. : E. Ciceri (*in* E. Ciceri, 1958). — 2. Dans la sancyite du puy de La Tache. Analyse nouvelle : B. Taisne. — 3. Dans la rhyolite de Ramburtet (Cantal). An. : F. Fouqué (*in* F. Fouqué, 1894).

Les analyses des biotites extraites d'une sancyite vitreuse (pied du puy de la Tache), de la dômite du Puy de Dôme ainsi que d'une rhyolite vitreuse du Cantal, sont données dans le tableau XVI.

Comme on peut le voir, plus les roches sont acides et plus les biotites sont riches en silicium, potassium et magnésium. Le fer, dans les trois cas cités, est essentiellement trivalent.

c) *L'apatite*.— Dans les sancyites leucocrates, les prismes d'apatite sont légèrement pléochroïques (n_g , brunâtre ; n_p , bleuâtre) et ils contiennent de minuscules inclusions grises, alignées selon l'axe c d'allongement du prisme. Au contraire, dans les sancyites hololeucocrates à tendance hyaline, l'apatite est homogène et dépourvue d'inclusions cinériformes. Dans ces cristaux, on peut simplement noter le développement très marqué des clivages (1010).

4. Différents types de sancyites.

Il est possible de distinguer trois variétés de sancyites.

a) *Les sancyites hololeucocrates subalcalines*. — Comme type de ces sancyites, nous choisirons celle du célèbre dyke qui forme le *sommet du puy de Sancy* (Tableau XVII).

Ces roches sont holocristallines à mésohyalines, relativement riches en biotite non résorbée et en apatite dépourvue d'inclusions cinériformes. Dans d'autres filons, cette variété de sancyite contient aussi de grands phénocristaux d'amphibole brune. En général ces roches sont porphyriques et de couleur claire. Au point de vue chimique, elles sont riches en alcalins (le rapport, $R = 100 (K + Na) / K + Na + Ca$, est compris entre 84 et 90) et pauvres en éléments ferro-magnésiens. Toutes ces sancyites hololeucocrates constituent des dômes et des dykes.

TABLEAU XVII.

Comparaison des compositions modale et chimique de la sancyite du puy de Sancy.

| Composition modale | Phén. | Pâte | Si | Al | Fe ³⁺ | Fe ²⁺ | Mg | Ca | Na | K | Ti | P |
|-----------------------------------|-------|------|-------|-------|------------------|------------------|------|------|------|------|------|------|
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Sanidine Or ₄₇ | 12,5 | | 7,37 | 2,63 | | | | 0,13 | 1,20 | 1,17 | | |
| Oligoclase An ₃₀ | 20,7 | | 11,18 | 5,38 | | | | 1,24 | 2,32 | 0,58 | | |
| Sanidine Or ₃₅ | | 43,4 | 27,39 | 10,13 | | | | 0,75 | 5,48 | 3,15 | | |
| Oligoclase An ₁₁ ... | | 3,5 | | | | | | | | | | |
| Tridymite | | 11,6 | 11,60 | | | | | | | | | |
| Augite | 1,6 | 3,2 | 2,30 | 0,42 | 0,33 | 0,16 | 0,44 | 0,80 | 0,19 | 0,09 | 0,07 | |
| Biotite | 1,1 | | 0,41 | 0,17 | 0,10 | 0,02 | 0,22 | 0,03 | 0,03 | 0,10 | 0,02 | |
| Minéraux opaques . | 1,2 | 0,6 | | | 1,29 | 0,51 | | | | | | |
| Apatite | 0,3 | | | | | | | 0,18 | | | | 0,12 |
| Sphène | 0,3 | | 0,10 | | | | | 0,10 | | | 0,10 | |
| Sat. 13 ; Col. 8 ; | | | | | | | | | | | | |
| Felds. 70 | 37,7 | 62,3 | 60,35 | 18,73 | 1,72 | 0,69 | 0,66 | 3,23 | 9,22 | 5,09 | 0,19 | 0,12 |
| Analyse chimique, | | | | | | | | | | | | |
| n° 179, en cations | | | | | | | | | | | | |
| % | | | 59,09 | 17,90 | 1,72 | 2,06 | 1,95 | 2,56 | 8,45 | 5,34 | 0,77 | 0,16 |

b) *Les sancyites leucocrates latitiques.* — La discussion de la composition modale de la *sancyite du puy Gros*, choisie comme type, est donnée dans le tableau XVIII. Ces roches sont encore très porphyriques, mais de couleur grisâtre, car elles contiennent plus de pyroxènes que la variété précédente. Les cristaux de biotite et d'amphibole y sont plus ou moins résorbés et l'apatite y est riche en inclusions. Le sphène accompagne la hornblende.

Ces roches sont encore relativement riches en alcalins (R compris entre 70 et 84). Elles se

présentent généralement en grands dômes-coulées.

c) *Les sancyites latitiques à tendance mésocrate.* — Ces roches font la transition entre les sancyites et les doréites. Comme toutes les sancyites, elles sont porphyriques et contiennent un peu de tridymite et de biotite mais déjà, comme les doréites, elles sont riches en augite et possèdent de l'olivine. Nous choisirons pour type de ces sancyites, celle qui forme la falaise bien connue de la *Grande Cascade*, près du Mont-Dore (Tableau XIX).

TABLEAU XVIII.

Comparaison des composition modale et chimique de la sancyite du puy Gros.

| Composition modale | Phén. | Pâte | Si | Al | Fe ³⁺ | Fe ²⁺ | Mg | Ca | Na | K | Ti | P |
|--|-------|------|-------|-------|------------------|------------------|------|------|------|------|------|------|
| Sanidine Or ₄₅ | | 32,2 | 19,85 | 5,91 | | | | 0,48 | 3,06 | 2,90 | | |
| Oligoclase An ₃₀ . . . | 23,6 | | 12,74 | 6,14 | | | | 1,42 | 2,64 | 0,66 | | |
| Oligoclase An ₂₀ . . . | | 20,8 | 11,65 | 4,99 | | | | 0,83 | 2,67 | 0,66 | | |
| Tridymite | | 1,1 | 1,10 | | | | | | | | | |
| Augite | 2,5 | 12,3 | 7,08 | 1,30 | 1,02 | 0,50 | 1,36 | 2,47 | 0,57 | 0,29 | 0,21 | |
| Biotite | 1,9 | | 0,71 | 0,30 | 0,17 | 0,04 | 0,38 | 0,04 | 0,05 | 0,17 | 0,04 | |
| Minéraux opaques . | 1,3 | 3,3 | | | 0,82 | 3,25 | | | | | 0,53 | |
| Apatite | 1,0 | | | | | | | 0,67 | | | | 0,33 |
| Sat. 2; Col. 22; Felds. 42 | 30,3 | 68,7 | 53,13 | 18,64 | 2,01 | 3,79 | 1,74 | 5,91 | 8,99 | 4,68 | 0,78 | 0,33 |
| Analyse chimique, n° 119, en cations % | | | 52,68 | 17,19 | 2,01 | 3,79 | 3,40 | 5,47 | 9,04 | 4,58 | 1,67 | 0,17 |

TABLEAU XIX.

**Comparaison des compositions modale et chimique
de la sancyite de la Grande Cascade.**

| Composition modale | Phén. | Pâte | Si | Al | Fe ³⁺ | Fe ²⁺ | Mg | Ca | Na | K | Ti | P |
|--|-------|------|-------|-------|------------------|------------------|------|------|------|------|------|------|
| Sanidine Or _{55,16} . . . | 12,1 | | 7,59 | 2,67 | | | | | 0,68 | 1,16 | | |
| Sanidine Or ₅₀ | | 16,9 | 10,14 | 3,38 | | | | | 1,69 | 1,69 | | |
| Oligoclase An ₂₇ . . . | 10,3 | | 5,62 | 2,62 | | | | 0,56 | 1,35 | 0,15 | | |
| Oligoclase An ₂₀ . . . | | 25,7 | 14,39 | 6,17 | | | | 1,29 | 3,09 | 0,76 | | |
| Tridymite | | 3,4 | 3,40 | | | | | | | | | |
| Augite | 1,7 | 21,1 | 11,91 | 1,00 | 1,57 | 0,77 | 2,09 | 3,79 | 0,88 | 0,45 | 0,34 | |
| Olivine Fo ₆₈ | 1,5 | 1,9 | 1,14 | | | 0,72 | 1,54 | | | | | |
| Biotite | 0,6 | 0,8 | 0,52 | 0,22 | 0,12 | 0,03 | 0,28 | 0,04 | 0,04 | 0,12 | 0,03 | |
| Minéraux opaques . | 0,8 | 2,9 | | | 0,62 | 1,19 | 0,99 | | | | 0,90 | |
| Apatite | 0,3 | | | | | | | 0,18 | | | | 0,12 |
| Sat. 5; Col. 32; Felds. 45 | 27,3 | 72,7 | 54,71 | 16,06 | 2,31 | 2,71 | 4,90 | 5,86 | 7,73 | 4,33 | 1,27 | 0,12 |
| Analyse chimique, n° 138, en cations % | | | 55,64 | 15,22 | 2,31 | 2,71 | 4,86 | 6,07 | 7,34 | 4,41 | 1,27 | 0,17 |

III. — LES DORÉITES.

1. Définition pétrographique.

Par leur aspect extérieur, les doréites peuvent être rapprochées des pierres de Volvic, de la chaîne des Puys, bien connues en raison de leur utilisation pratique. Nos roches ont en effet un aspect sombre et sont pauvres en phénocristaux.

Les doréites ont une composition homogène qui oscille autour d'un *pôle mésocrate et subplagioclasiq*ue (fig. 20). Elles ne contiennent plus de tridymite et de biotite et déjà, les minéraux ferro-magnésiens, amphibole, augite et olivine, y jouent un rôle prépondérant. Ce sont de *vrais trachyandésites, sensu stricto*. Il est cependant bon d'attirer l'attention sur la singularité de ces roches où l'on constate l'association d'un plagioclase acide à des proportions importantes d'augite, minéral calcique.

2. Caractères microscopiques.

Dans les doréites, les plages microlitiques et les phénocristaux de sanidine représentent de 10 à 25 % du volume total. Quant aux plagioclases, qui constituent en moyenne 40 % de ces roches, ils se répartissent en deux générations de basicité peu différente; les phénocristaux sont proches de l'andésine An_{40-35} et les microlites ne sont que légèrement plus acides (An_{35-20}).

L'augite est le seul minéral coloré toujours présent. Selon les variétés elle peut être associée soit à l'amphibole, soit à l'olivine.

Des cristaux d'apatite à inclusions brunes, des grains de titanomagnétite et des petites plages de biotite tardive complètent enfin l'inventaire minéralogique de ces roches.

a) *Les phénocristaux de sanidine*. — La sanidine, exceptionnellement riche en potassium puisqu'elle contient en moyenne 55 molécules d'orthose pour 45 d'albite, est peu abondante dans le premier temps de consolidation des doréites. Elle y forme soit de grands cristaux maclés, soit de larges auréoles autour des plagioclases. Les grands cristaux de sanidine, à la différence de ceux des sancyites, n'ont que très rarement des formes parfaites. Dans la plupart des cas, au contraire, ils ont des contours arrondis ou elliptiques et on a l'impression d'avoir affaire à des enclaves charriées par le magma. Il est d'ailleurs facile de détacher ces cristaux, cassés et partiellement corrodés, du reste de la roche. On peut penser qu'après leur formation, les phénocristaux de sanidine, plus légers que

le magma doréitique, ont été transportés vers les parties hautes du réservoir. Nous avons déjà proposé un tel mécanisme pour expliquer l'abondance des phénocristaux de sanidine, dans les sancyites.

b) *Le remplissage des vacuoles*. — Les doréites forment, le plus souvent, des coulées homogènes et massives ne présentant aucun débit en prismes ou en feuillets. Une lave bulleuse et scoriacée forme le toit de ces coulées alors que, dans le corps de la formation, les vacuoles sont plus rares. Parmi les nombreux minéraux fumeroliens qui tapissent les druses, citons le mica de la variété anomite, à axes optiques écartés ($-2V = 25^\circ$) et fortement polychroïques, avec n_g , brun-rouge foncé; n_m , jaune d'or; n_p , brun jaunâtre (Fouqué, 1892); l'hématite dont les multiples associations ont été décrites en grand détail par Lacroix (1892) et Gonnard (1898, 1912); l'augite, l'hypersthène, la pseudobrookite, tous ces derniers minéraux étant généralement colorés en rouge par un pigment d'oligiste (Ebbecke, 1885; Lacroix, 1890). L'action des gaz est d'ailleurs notable dans toute l'épaisseur de la coulée, où olivine, amphibole et titanomagnétite sont plus ou moins épigénisées d'une manière analogue.

3. Les différents types de doréites.

On peut distinguer trois variétés de doréites.

a) *Les doréites à augite et amphibole*. — Comme type de ces doréites nous prendrons la coulée sur laquelle est bâti le bourg de Laqueuille (Tableau XX).

Ce sont des roches porphyriques contenant de 15 à 25 % de phénocristaux. Elles sont à tendance leucocrate, leur indice de coloration étant compris entre 32 et 45. A la différence des sancyites, elles ne renferment ni phénocristaux de biotite, ni plages de tridymite dans leur pâte. Leurs minéraux colorés sont l'augite, l'amphibole et l'olivine, cette dernière étant toujours présente mais rare. Ces variétés de doréites forment d'épaisses coulées, très grossièrement prismées.

b) *Les doréites à augite et olivine*. — Ce sont les roches les plus abondamment représentées parmi les trachyandésites basiques. Elles contiennent peu de phénocristaux (10 % en moyenne) parmi lesquels figure, ou non, la sanidine. Elles sont mésocrates et possèdent plus de 30 % d'augite et d'olivine. Leur pâte renferme des proportions de feldspath alcalin et de plagioclases sensiblement équivalentes.

TABLEAU XX.

Comparaison des compositions modale et chimique de la doréite de Laqueuille.

| Composition modale | Phén. | Pâte | Si | Al | Fe ³⁺ | Fe ²⁺ | Mg | Ca | Na | K | Ti | P |
|--|-------|------|-------|-------|------------------|------------------|------|------|------|------|------|------|
| Sanidine Or ₅₀ | | 22,6 | 13,56 | 4,52 | | | | | 2,26 | 2,26 | | |
| Oligoclase An ₃₅ | 9,5 | 35,6 | 23,90 | 12,18 | | | | 3,16 | 4,98 | 0,88 | | |
| Augite | 2,8 | 16,2 | 8,13 | 1,41 | 0,37 | 0,72 | 3,10 | 3,72 | 0,41 | 0,24 | 0,40 | |
| Hornblende | 4,2 | | 1,61 | 0,54 | 0,46 | 0,11 | 0,19 | 0,98 | 0,16 | 0,04 | 0,11 | |
| Biotite | | 1,4 | 0,52 | 0,22 | 0,12 | 0,03 | 0,28 | 0,04 | 0,04 | 0,12 | 0,03 | |
| Olivine | | 0,9 | 0,30 | | | 0,18 | 0,42 | | | | | |
| Apatite | 0,5 | 1,0 | | | | | | 0,90 | | | | 0,60 |
| Minéraux opaques | 3,3 | 2,0 | | | 1,58 | 2,54 | | | | | 1,18 | |
| Sat. 0 ; Col. 32 ; Felds. 33 | 20,3 | 79,7 | 48,02 | 18,87 | 3,03 | 3,58 | 3,99 | 8,80 | 7,85 | 3,54 | 1,72 | 0,60 |
| Analyse chimique, n° 100, en cations % | | | 49,94 | 20,38 | 1,98 | 3,43 | 3,77 | 7,19 | 7,75 | 3,63 | 1,57 | 0,36 |

TABLEAU XXI.

Comparaison des analyses modale et chimique de la doréite du plateau de l'Angle.

| Composition modale | Phén. | Pâte | Si | Al | Fe ³⁺ | Fe ²⁺ | Mg | Ca | Na | K | Ti | P |
|---|-------|------|-------|-------|------------------|------------------|------|------|------|------|------|------|
| Sanidine Or ₅₀ | | 24,7 | 14,82 | 4,94 | | | | 0,24 | 2,23 | 2,47 | | |
| Andésine An ₄₀ | 5,2 | | 2,70 | 1,46 | | | | 0,42 | 0,56 | 0,06 | | |
| Oligoclase An ₂₀ | | 29,5 | 16,52 | 7,08 | | | | 1,18 | 3,82 | 0,90 | | |
| Tridymite | | 1,2 | 1,20 | | | | | | | | | |
| Augite | 0,9 | 27,4 | 12,10 | 2,10 | 1,30 | 1,08 | 4,61 | 5,54 | 0,62 | 0,35 | 0,60 | |
| Olivine | 0,6 | 0,6 | 0,39 | 0,02 | 0,06 | 0,06 | 0,65 | 0,01 | | | 0,01 | |
| Biotite | 1,4 | 0,7 | 0,72 | 0,33 | 0,12 | 0,04 | 0,42 | 0,06 | 0,06 | 0,12 | 0,05 | |
| Apatite | 0,5 | 0,5 | | | | | | 0,60 | | | | 0,40 |
| Minéraux opaques | 0,7 | 6,1 | | | 3,30 | 2,00 | | | | | 1,50 | |
| Sat. 2 ; Col. 39 ; Felds. 42 | 9,3 | 90,7 | 48,51 | 15,93 | 4,84 | 3,18 | 5,68 | 8,05 | 7,29 | 3,96 | 2,16 | 0,40 |
| Analyse chimique, n° 97, en cations % | | | 49,37 | 17,15 | 3,46 | 1,80 | 5,38 | 8,60 | 7,98 | 3,96 | 2,16 | 0,13 |

TABLEAU XXII.

Comparaison des analyses modale et chimique de la doréite holoplagioclasi-
que de Latour d'Auvergne.

| Analyse modale | Phén. | Pâte | Si | Al | Fe ³⁺ | Fe ²⁺ | Mg | Ca | Na | K | Ti | P |
|---|-------|------|-------|-------|------------------|------------------|------|-------|------|------|------|------|
| Sanidine | 1,3 | 4,2 | 3,30 | 1,10 | | | | | 0,44 | 0,66 | | |
| Labrador An ₅₀ | 6,9 | | 3,45 | 2,07 | | | | 0,69 | 0,62 | 0,07 | | |
| Andésine An ₃₀ | | 40,7 | 21,98 | 10,58 | | | | 2,44 | 4,68 | 1,02 | | |
| Augite | 2,5 | 31,9 | 14,72 | 2,54 | 1,57 | 1,30 | 5,60 | 6,74 | 0,76 | 0,45 | 0,72 | |
| Olivine | 3,2 | 2,8 | 1,96 | 0,12 | 0,30 | 0,31 | 3,23 | 0,05 | | | 0,03 | |
| Apatite | | 1,0 | | | | | | 0,60 | | | | 0,40 |
| Minéraux opaques | 0,6 | 4,9 | | | 3,09 | 1,45 | | | | | 0,95 | |
| Col. 47 ; Felds. 10 | 14,5 | 85,5 | 45,41 | 16,41 | 4,96 | 3,07 | 8,83 | 10,52 | 6,50 | 2,20 | 1,70 | 0,40 |
| Analyse chimique, n° 74, en cations % | | | 48,97 | 17,03 | 3,62 | 1,74 | 6,46 | 9,28 | 6,68 | 3,80 | 1,70 | 0,72 |

Ces variétés de doréites constituent des coulées puissantes et massives couvrant de larges surfaces notamment sur le versant sud du puy de Sancy. On en trouve également, en dykes, dans la région du val d'Enfer et de Chaudefour.

La coulée formant le plateau de l'Angle, au-dessus du Mont-Dore et exposée dans une ancienne carrière, a été choisie comme type de ces doréites (tableau XXI).

c) *Termes de passage des doréites aux basaltes.* Ces roches forment la transition entre les trachyandésites et les basaltes. Elles possèdent encore, quoique très peu, des feldspaths alcalins, en phéno-cristaux et en microlites, mais le feldspath prédominant est déjà du labrador. La valeur du silicium y est comprise entre 46 et 49 % et leur rapport, $R = 100 (K + Na) / K + Na + Ca$, reste supérieur à 50 (50 à 59). Ce sont les anciens « *basaltes orthosiques* » de F. Fouqué.

La coulée de Latour d'Auvergne peut être prise comme type de ces laves (Tableau XXII).

CHAPITRE IV

PHONOLITES ET TÉPHRITES

I. — CARACTÈRES GÉNÉRAUX DES ROCHES A FELDSPATHOÏDES.

Avec les phonolites et les téphrites nous retrouvons, dans le Mont-Dore, deux formations riches en feldspaths alcalins qui, comme les trachyandésites, cristallisent soit suivant un mode trachytique (phonolites), soit suivant un mode andésitique (ordanchites).

Comme les trachyandésites, ces roches ne sont également ni franchement orthosiques, ni franchement calco-sodiques. Elles contiennent, à la fois, des feldspaths alcalins et des plagioclases. L'anorthose, dans les phonolites et la sanidine, dans les ordanchites y sont toujours associées à des phénocristaux et à des microlites d'andésine. Les feldspathoïdes sont rares, voire absents parmi les cristaux de la première génération et ils ne deviennent prépondérants que dans la phase terminale de la cristallisation. Ils ne sont jamais très abondants et ils ne forment, au plus, que 20 % du volume total. Rappelons que le plus fréquemment, dans ces roches, ce sont la hauyne-noséane et l'analcime qui s'y rencontrent respectivement à l'état de phénocristaux, d'une part, et sous forme de microcristaux de la pâte, d'autre part.

En ce qui concerne le point de vue qualitatif, la répartition des différentes phonolites et téphrites est présentée dans notre diagramme de classification modale (fig. 21) dans lequel l'indice feldspathique est porté en abscisse et l'indice de coloration, en ordonnée.

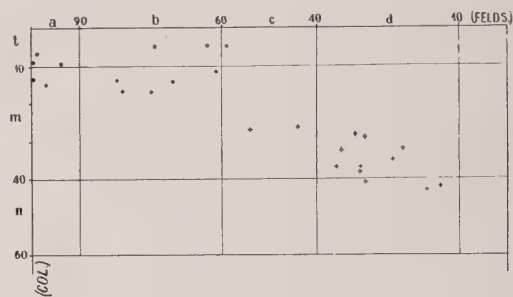


FIG. 21. — Aire de dispersion des roches à feldspathoïdes.

● : phonolites ; + : ordanchites.

En abscisse sont portées les valeurs de l'indice feldspathique (Felds.).

a : roches alcalines ; b : roches subalcalines ; c : roches latitiques ; d : roches subplagioclasiqes.

En ordonnée sont portées les valeurs de l'indice de coloration (Col.).

l : roches hololeucocrates ; m : roches leucocrates ; n : roches mésocrates.

II. — LES PHONOLITES.

1. Définition pétrographique.

Les phonolites sont des roches verdâtres, à éclat gras, qui se débitent facilement en plaques minces et sonores. Relativement pauvres en phénocristaux d'anorthose et de noséane, elles ont un second temps de cristallisation prépondérant dans lequel microlites alcalins et baguettes d'andésine se marient aux grains d'augite ægyrinique, de titanomagnétite et de lavénite. Toutes ces roches sont *hololeucocrates*, *alcalines* ou *subalcalines* (fig. 21).

Rappelons que nous dénommons *phonolites*, toutes les roches à feldspaths alcalins, contenant des feldspathoïdes, quels qu'ils soient. En cela nous ne suivons pas l'usage en pratique dans certains pays étrangers, où le terme de phonolite n'est donné qu'aux variétés contenant de la néphéline. Pour les roches possédant d'autres feldspathoïdes, le nom de trachyte est utilisé, précédé d'un qualificatif minéralogique approprié : *Hauyne-trachyte* ; *Analcime-trachyte* (Shand, Johansen, Tröger, etc...).

Il nous reste également à rappeler le principe de la dénomination de ces roches, dans la classi-

fication chimico-minéralogique de Lacroix. Comme nous l'avons déjà signalé, dans nos roches du Mont-Dore, les feldspathoïdes ne sont jamais présents qu'en faible quantité si bien que ces roches n'ont qu'un faible déficit en silice. Dans le calcul effectué à partir de la composition virtuelle calculée, le rapport des feldspathoïdes aux feldspaths reste généralement inférieur au rapport 1/7 qui marque la limite séparant les phonolites des trachytes. Selon cette méthode de calcul et de classification, ces roches seraient donc seulement des trachytes à tendance phonolitique (*Trachy-phonolite*, *Trachyte phonolitique*, *Phonolite trachytique*).

2. Caractères microscopiques.

Les phonolites renferment 4 à 30 % de phénocristaux, de 1 à 2 mm, ces phénocristaux étant de l'andésine, de l'anorthose et plus rarement de la sanidine. Parmi les cristaux du premier temps de consolidation figurent aussi, la noséane, l'augite ægyrinique, le sphène, l'apatite, la hornblende et la biotite. Ces minéraux sont disséminés dans un magma, de composition à peu près identique, formé de microlites ayant environ 0,10 mm de plus grande dimension. L'arrangement orienté et fluidal de ces fins cristaux crée une structure typiquement trachytique.

La question de l'association des différentes espèces de feldspathoïdes dans les phonolites a déjà été examinée dans la première partie de ce mémoire. Nous n'aurons donc plus à nous occuper que des autres minéraux.

a) *Les feldspaths*. — Les feldspaths sont les minéraux majeurs des phonolites. Ils constituent 80 à 90 % de leur volume total. Dans presque toutes les variétés, les feldspaths sodipotassiques et calcosodiques coexistent.

Les plagioclases, maclés et fortement zonés, sont relativement calciques, leur basicité restant comprise entre celle du labrador An_{50} et celle de l'andésine An_{30} . En général, ils sont de plus grande dimension que les feldspaths alcalins ; les microlites, en particulier, atteignent 0,15 mm et ils sont en moyenne, de ce fait, deux fois plus grands que les microlites d'anorthose. Quant aux *feldspaths alcalins*, ils se présentent, soit en phénocristaux qui peuvent être isolés ou groupés en glomérules, soit en formant des franges étroites autour des plagioclases. Les phénocristaux sont allongés selon l'axe c et aplatis selon (010) et ils présentent ainsi deux caractéristiques morphologiques habituelles qui les distinguent des microlites (Tableau XXIII).

TABEAU XXIII.

Dimensions relatives des phénocristaux et des microlites d'anorthose, suivant les trois axes cristallographiques.

| Axes | Phénocristaux | Microlites |
|------|---------------|------------|
| a | 100 | 10 |
| b | 40 | 1 |
| c | 300 | 3 |

Les microlites sont empilés de façon à former des feuillets parallèles et, de plus, dans ces feuillets, ils sont alignés en filets à peu près parallèles. L'identification de cette foliation et de cette linéation fruste peut aider à comprendre les conditions d'extrusion du magma phonolitique, car on sait que de telles structures ne sont réalisées que dans les grandes masses rocheuses ayant subi des déformations lentes sous de fortes pressions. Il s'agit donc d'un phénomène très différent de celui qui a donné naissance à la fluidalité des laves qui se sont écoulées en surface. D'un point de vue immédiat, nous trouvons là l'explication du phénomène, du débit en dalles des phonolites, lequel serait donc lié au mode d'extrusion sous pression du magma.

b) *Les pyroxènes*. — Le pyroxène est le plus important des minéraux noirs, à la fois, parmi les phénocristaux et parmi les microlites. Ce sont des baguettes allongées parallèlement à l'axe c (0,4 à 0,7 mm) et légèrement aplaties selon (010). Leur pléochroïsme est intense avec n_g , vert émeraude ; n_m , jaune-verdâtre ; n_p , jaune. Leur zonage est courant mais, entre les zones, les différences optiques sont peu marquées.

c) *L'amphibole* se présente toujours en phénocristaux dans les phonolites riches en plagioclases. Elle cristallise en prismes peu allongés, à larges sections basales, d'un diamètre atteignant 0,2 à 0,4 mm. Dans les dômes de faible dimension (Laudouze), des couronnes de résorption entourent communément cette hornblende tandis que, dans les phonolites formant de plus grandes masses (Sanadoire), elle reste fraîche.

d) *Le sphène* accompagne généralement l'amphibole. Les faces (111) sont les plus marquées. Parallèlement à cette zone, se développent de beaux clivages rectilignes. Les macles (100) sont fréquentes.

e) *La biotite* n'est jamais le seul constituant coloré. Comme le sphène elle accompagne la hornblende. Son polychroïsme est intense, allant du noir au jaune d'or. Les auréoles réactionnelles sont rares.

f) *L'apatite* enfin, est un élément constant mais elle toujours en très faible quantité.

g) *La lâvenite*. — De couleur jaune (n_g) à incolore (n_m et n_p), la lâvenite est un minéral très caractéristique (Lacroix, 1891). Ses cristaux affectent le plus souvent des formes cristallitiques mais ils sont aussi parfois arrondis. Dans le premier cas, de nombreuses aiguilles, constituant par leur ensemble un grand individu, sont anastomosées entre elles en dessinant une sorte de réseau irrégulier.

La lâvenite apparaît au cours du deuxième temps de cristallisation dans les phonolites à néphéline. Ces dernières roches étant rares dans le massif du Mont-Dore, la lâvenite y est également exceptionnelle. Elle est au contraire courante dans les phonolites à néphéline qui abondent dans le Velay.

h) *L'olivine et le grenat mélanite* ne sont pas représentés dans nos phonolites. En cela, nos roches diffèrent des phonolites des séries magmatiques fortement sous-saturées.

3. Ordre de cristallisation.

Dans nos phonolites, les deux phases de la cristallisation comprennent les mêmes espèces minérales mais par contre les proportions des diverses espèces sont différentes. En particulier les feldspathoïdes sont particulièrement abondants dans la pâte, car ils se forment essentiellement à partir des derniers liquides résiduels de la différenciation. Pour suivre la variation de

la composition du magma pendant la cristallisation nous avons comparé la composition des phénocristaux à celle de la pâte (Tableau XXIV).

Comme on le voit au cours de la cristallisation, la pâte s'est enrichie en sodium mais appauvrie en silicium et aluminium. Le magma dont elle dérive est donc devenu, pendant ce temps, plus alcalin (R passe de 76,8 à 94) et plus sodique (S passe de 35,1 à 32,6). Ces faits méritent d'être particulièrement soulignés car, contrairement à ce qui se passe dans le cas des magmas acides, *la pâte est ici moins riche, en silice, que les phénocristaux*. Nous aurons l'occasion, dans le cours de ce mémoire, de rappeler ce résultat.

4. Importance du phénomène de l'altération.

Les échantillons de phonolite altérée, prélevés à la périphérie des dômes ont généralement un aspect un peu différent de celui de la phonolite fraîche. Leur *texture est ocellée* et ils ont tendance à se débiter en petites sphères de couleur blanche ou verdâtre (fig. 22). Ces sphères sont surtout

TABLEAU XXIV.

Comparaison de la composition chimique des phénocristaux et de celle de la pâte de la phonolite du Piton.

| | Phénocristaux (16,2 %) | Pâte |
|--|---------------------------|-------|
| Si | 55,28 | 53,97 |
| Al | 22,00 | 20,13 |
| Fe ³⁺ | 0,49 | 1,83 |
| Fe ²⁺ | 0,43 | 1,03 |
| Mg | 1,23 | 1,45 |
| Ca | 4,57 | 1,26 |
| Na | 10,01 | 13,61 |
| K | 5,43 | 6,59 |
| Ti | 0,56 | 0,13 |
| $R = \frac{K + Na}{K + Na + Ca} \cdot 100$ | 76,8 | 94,0 |
| $S = \frac{K}{K + Na} \cdot 100$ | 35,1 | 32,6 |

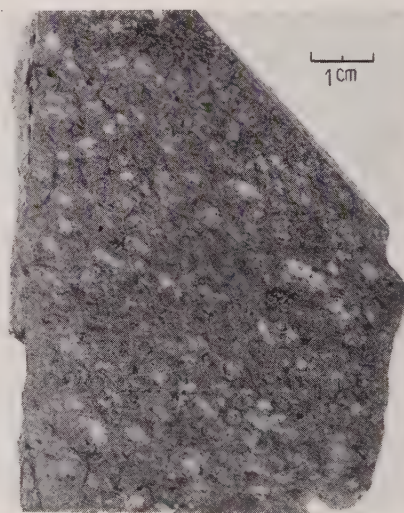


FIG. 22. — Phonolite à texture ocellée, prélevée près du bord du dôme de la carrière Monnéron à La Bourboule.

abondantes, dans les zones riches en phénocristaux. Ce mode d'altération, en minuscules boules, traduit la structure primitive grossièrement sphérolitique, de ces faciès de bordure. En effet, l'ensemble de la roche présente bien de nombreuses traces d'écoulement fluidal mais, dans le détail, les phénocristaux perturbent cet agencement. Autour d'eux, les microlites alca-

lins forment des touffes radiales désordonnées et, à la périphérie de ces auréoles, se forme une zone où l'analcime cristallise en plus grande abondance. Cette enveloppe externe, riche en feldspathoïdes, s'altère préférentiellement. Elle apparaît, colorée en blanc, à la surface des échantillons.

Une autre forme d'altération beaucoup plus fréquente, affecte les blocs de phonolite restés longtemps exposés à l'air. Ces blocs se recouvrent d'une couche blanche, nettement délimitée, dont l'épaisseur ne dépasse pas quelques millimètres. Au-dessous de cette croûte vient la roche intacte et massive dans laquelle les phénocristaux d'anorthose se détachent, en bleu chatoyant, sur un fond gris verdâtre (fig. 23).

Les anciens auteurs avaient parfaitement bien distingué ces deux aspects. Ils donnaient aux phonolites revêtues de leur croûte blanche le nom de *leucostine* tandis qu'ils réservaient les termes de *phonolite moucheté tigré* (Bertrand de Doue) ou de *phonolite variolitique* (Lecoq) pour désigner la phonolite non altérée.

Au microscope, le passage de la zone superficielle des blocs à la zone centrale n'est pas nettement marqué. On a l'impression que la croûte ne diffère du corps central que par l'altération plus totale des feldspathoïdes, mais les produits d'altération qui pourraient prendre naissance aux dépens de ces feldspathoïdes ne sont pas décelables malgré les nombreux essais d'isolement que nous avons tentés. Il est possible que le départ des feldspathoïdes et de leurs produits d'altération soit total et que, dans la patine

superficielle, de simples cavités indiquent encore l'emplacement de ces anciens minéraux. La présence de ces cavités actuellement emplies d'air pourrait suffire pour créer au niveau de la patine, l'impression de couleur blanche.

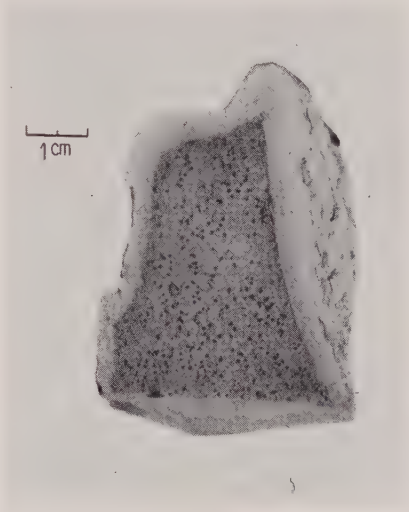


FIG. 23. — Patine blanche à la surface d'un bloc de phonolite. *Phonolite de Bozat.*

Pour établir le bilan chimique de cette forme d'altération (Lacroix, 1917) nous avons analysé les zones superficielles (A) et internes (B) d'un échantillon en voie d'altération (Tabl. XXIV a). ce qui n'avait jamais été fait jusqu'ici.

TABLEAU XXIV a.
Comparaison des analyses des zones superficielles et internes de la phonolite de Bozat.

| | Analyse n° 168, en cations %, de la croûte superficielle altérée | Analyse n° 124, en cations %, de la partie non altérée | Bilan | |
|--|--|--|--------|--------|
| | A | B | A-B | |
| Si | 56,41 | 51,73 | + 4,68 | |
| Al | 21,25 | 20,77 | + 0,48 | |
| Fe ³⁺ | 0,88 | 1,37 | | — 0,49 |
| Fe ²⁺ | 0,86 | 0,74 | + 0,12 | |
| Mn | 0,08 | 0,10 | | — 0,02 |
| Mg | 0,27 | 0,67 | | — 0,40 |
| Ca | 0,68 | 1,72 | | — 1,04 |
| Na | 11,39 | 15,54 | | — 4,15 |
| K | 7,86 | 6,72 | + 1,04 | |
| Ti | 0,42 | 0,20 | + 0,22 | |
| P | — | 0,44 | | — 0,44 |
| $R = \frac{K + Na}{K + Na + Ca} \cdot 100..$ | | | | |
| | 96,6 | 93,0 | | — |
| $S = \frac{K}{K + Na} \cdot 100.....$ | | | | |
| | 40,8 | 33,0 | | — |

On peut voir qu'au cours de la décomposition, la croûte s'enrichit en Si, K, Al et Ti alors que tous les autres ions sont éliminés. En outre, les rapports donnés à la partie inférieure du tableau montre que la roche devient relativement plus alcaline (R passe de 93 à 96,6) et plus potassique (S passe de 33 à 40,8).

Cette altération peut donc modifier considérablement la composition des phonolites et, notamment, elle peut faire disparaître le déficit de silice qui devrait correspondre normalement, à la présence de feldspathoïde.

5. Différentes variétés de phonolites.

Deux variétés principales de phonolites peuvent être distinguées selon la nature de leurs feldspathoïdes et les quantités relatives d'anorthose et de plagioclases qu'elles contiennent. Les minéraux noirs y ont un rôle subordonné.

1) *Les phonolites alcalines.* — Au point de vue chimique, les phonolites alcalines se définissent par leur rapport R, supérieur à 92, et par leur teneur en silicium, comprise entre 51 et 55,2.

thoïdes, par contre, font toujours défaut dans la première phase et ils n'apparaissent qu'en fin de cristallisation de la pâte.

Deux variétés peuvent être reconnues dans ces roches alcalines d'après la nature de leurs feldspathoïdes. Ce sont les *phonolites à néphéline et sodalite* (Bozat, Puy Cordé) et les *phonolites à sodalite et analcime* (Trioulérou, Le Piton). Nous choisirons la phonolite du Piton comme type des phonolites alcalines en raison de la facilité de son accès (Tableau XXV).

A ce premier groupe de phonolites, nous devons ajouter une roche alcaline mais dépourvue de feldspathoïde. C'est un *trachyte blanc* d'apparence crayeuse, ressemblant aux cinérites. ce qui explique sans doute qu'il ait passé inaperçu jusqu'ici. Les échantillons frais ont une dureté assez grande, mais ceux qui sont exposés à l'air un certain temps deviennent friables et se désagrègent facilement. La roche est homogène et, à l'œil nu, on n'y distingue pas de phénocristaux. Ce trachyte forme un petit dôme intrusif, près des villages du Barrie et de Lacoux ; son contact avec le granite du socle qu'il traverse est particulièrement bien visible.

TABLEAU XXV.

Comparaison des analyses modale et chimique de la phonolite alcaline du Piton.

| Analyse modale | Phén. | Pâte | Si | Al | Fe ³⁺ | Fe ²⁺ | Mg | Ca | Na | K | Ti |
|--------------------------------------|-------|-------|-------|-------|------------------|------------------|------|------|-------|------|------|
| Sanidine Or ₄₀ | 9,90 | | 5,94 | 1,98 | | | | 0,09 | 1,10 | 0,79 | |
| Anorthose Or ₃₅ | | 63,7 | 38,32 | 12,74 | | | | 0,70 | 7,32 | 4,72 | |
| Andésine An ₄₅ | 4,82 | | 2,46 | 1,40 | | | | 0,43 | 0,48 | 0,05 | |
| Analcime | | 4,4 | 2,20 | 1,10 | | | | | 0,88 | 0,22 | |
| Sodalite | | 7,0 | 2,10 | 2,10 | | | | | 2,30 | 0,50 | |
| Augite | 0,70 | 7,0 | 2,98 | 1,02 | 0,43 | 0,33 | 1,34 | 1,16 | 0,23 | 0,09 | 0,12 |
| Hornblende | 0,41 | | 0,14 | 0,06 | 0,02 | 0,02 | 0,07 | 0,05 | 0,02 | 0,01 | 0,02 |
| Biotite | 0,18 | | 0,08 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | | | 0,02 | |
| Sphène | 0,18 | | 0,06 | | | | | 0,06 | | | 0,06 |
| Minéraux opaques . . . | | 1,71 | | | 1,14 | 0,57 | | | | | |
| Sat. — 13 ; Col. 10 ; | | | | | | | | | | | |
| Felds. 94 | 16,19 | 83,81 | 54,18 | 20,43 | 1,61 | 0,94 | 1,42 | 2,49 | 12,33 | 6,40 | 0,20 |
| Analyse chimique, n° | | | | | | | | | | | |
| 141, en cations % . . | | | 55,01 | 22,20 | 1,22 | 0,56 | 0,33 | 1,11 | 12,30 | 7,10 | 0,17 |

Ces phonolites sont très peu porphyriques. Elles contiennent seulement 2 à 14 % de phénocristaux d'andésine et d'anorthose. Les feldspaths alcalins y apparaissent dès le premier temps de consolidation et ils deviennent prépondérants, dans la phase suivante, où les plagioclases ne sont pas représentés. Les feldspa-

Cette roche est presque totalement (91 %) constituée par de l'anorthose Or₃₂ et son analyse chimique globale est en accord avec ce que laissait présumer cette composition monocristalline (Tableau XXVI).

Les feldspaths se présentent en prismes automorphes, légèrement aplatis selon (010), leur

plus grande dimension selon l'axe *c* variant de façon continue depuis 1,2 à 0,3 mm. Ces prismes sont cassés et par suite la lave a une structure protoclastique, structure que l'on rencontre fréquemment dans les roches ne contenant qu'une seule espèce minérale (Anorthosites, Périidotites, etc...). Ajoutons enfin, qu'entre ces feldspaths, cristallisent des grains d'arfevdsonite bleue (8,3 %), de biotite (0,6 %) et de magnétite (0,1 %).

TABLEAU XXVI.

**Comparaison de la composition
du trachyte du Barrie
à celle de l'anorthose Or₃₂**

| | Si | Al | Na | K |
|--|-------|-------|-------|------|
| Anorthose Or ₃₂ | 60 | 20 | 13,60 | 6,40 |
| Trachyte (analyse n° 186) | 59,78 | 19,91 | 13,10 | 6,26 |

b) *Les phonolites subalcalines.* — Ce sont les phonolites les mieux représentées dans le Mont-Dore. Par rapport aux précédentes, elles sont plus riches en silice (Si de 54 à 57,5) et plus riches en calcium (R de 90,6 à 78). Les phénocristaux, relativement abondants (8 à 40 %) sont essentiellement formés d'andésine, de noséane et d'augite. Dans ce premier stade, par contre, les feldspaths alcalins sont rares (Sanadoire), voire totalement absents (carrière Lamadon) et ils ne sont abondants que dans la pâte.

Plagioclases, feldspathoïdes et pyroxènes se retrouvent également dans le deuxième stade de la cristallisation.

Deux variétés peuvent être distinguées dans ce groupe subalcalin. Ce sont les *phonolites à néphéline et sodalite* (Tuilière, puy de Prétio) et les *phonolites à noséane et analcime* (Sanadoire, ...), ces dernières étant les plus fréquentes. Nous prendrons comme type, la phonolite classique, de la Roche Sanadoire (Tableau XXVII).

III. — LES TÉPHRITES (ORDANCHITES)

Au point de vue pétrographique, les téphrites sont la suite naturelle des phonolites que nous venons d'étudier, bien que l'aspect compact et foncé de ces roches amène plutôt sur le terrain, leur confusion avec les basaltes.

I. Définition pétrographique.

Toutes les téphrites du massif du Mont-Dore sont des roches *leucocrates*, soit *latitiques*, soit *subplagioclasiques* (fig. 21). D'une façon générale, ce sont des *téphrites à haiïne et analcime avec sanidine et andésine*.

Ces roches ont été signalées, pour la première fois, par Aug. Michel-Lévy, en 1884. Il les dénomme alors, indifféremment, *andésites à haiïne* ou *téphrites à haiïne*. En 1917, A. Lacroix leur donne le nom d'*ordanchites* et il les définit en des termes que nous reproduisons ci-dessous, *in extenso*, étant donné leur importance.

TABLEAU XXVII.

**Comparaison des analyses modale et chimique de la phonolite subalcaline
de la Roche Sanadoire.**

| Analyse modale | Phén. | Pâte | Si | Al | Fe ³⁺ | Fe ²⁺ | Mg | Ca | Na | K | Ti | P |
|---|-------|-------|-------|-------|------------------|------------------|------|------|-------|------|------|------|
| Sanidine Or ₄₀ . . . | 5,20 | | 3,12 | 1,04 | | | | | 0,62 | 0,42 | | |
| Anorthose Or ₃₄ . . | | 63,90 | 38,34 | 12,78 | | | | | 8,43 | 4,35 | | |
| Andésine An ₄₄ . . | 1,94 | 13,00 | 7,65 | 4,30 | | | | 1,32 | 1,37 | 0,30 | | |
| Noséane | 0,65 | | 0,19 | 0,19 | | | | 0,07 | 0,16 | 0,04 | | |
| Analcime | | 1,22 | 0,61 | 0,31 | | | | | 0,24 | 0,06 | | |
| Augite | 0,73 | 9,00 | 3,77 | 1,28 | 0,54 | 0,42 | 1,70 | 1,46 | 0,29 | 0,12 | 0,15 | |
| Hornblende | 1,30 | | 0,46 | 0,20 | 0,07 | 0,05 | 0,23 | 0,16 | 0,06 | 0,02 | 0,05 | |
| Biotite | 0,16 | | 0,06 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | | | 0,02 | | |
| Apatite | | 0,42 | | | | | | 0,25 | | | | 0,17 |
| Min. opaques . . . | | 2,48 | | 1,14 | 0,75 | | | | | | 0,59 | |
| Sat. 2 ; Col. 14 ; Felds. 82 | 9,98 | 90,02 | 54,20 | 20,12 | 1,77 | 1,24 | 1,95 | 3,26 | 11,17 | 5,33 | 0,79 | 0,17 |
| Analyse chimique n° 144, en cations % | | | 55,65 | 20,90 | 1,57 | 1,05 | 0,82 | 3,15 | 10,31 | 5,96 | 0,74 | 0,17 |

« Je les appellerai *ordanchites*, du nom d'une localité caractéristique, la Banne d'Ordanche. Ce sont des laves d'un gris foncé, laissant voir à l'œil nu du plagioclase, de la hâiïne bleue, de la hornblende (plus ou moins résorbée et manquant parfois) et de l'augite. Le microscope permet d'y adjoindre de la titanomagnétite, du sphène, de l'apatite et plus rarement de l'olivine... Les phénocristaux oscillent entre le labrador et l'andésine... D'une façon générale le terme d'*ordanchite* devra spécifier tous les équivalents andésitiques des téphrites ; la particularité des *ordanchites* d'Auvergne réside dans ce que le feldspathoïde, au lieu d'être de la néphéline, est exclusivement de la hâiïne. Elles représentent la forme microlitique des essexites, alors que les téphrites, telles que je les comprends aujourd'hui, sont caractérisées par un feldspath moyen appartenant au moins au labrador et elles constituent la forme microlitique des théralites. Il est remarquable que les *ordanchites*, bien que riches en potasse et ayant une teneur moyenne en orthose virtuel d'environ 18 %, ne renferment pas ce feldspath sous une forme réelle. »

A cette description, encore parfaitement valable dans ces grandes lignes, nous n'ajouterons que quelques modifications de détail.

a) *Ordanchites et téphrites*. — Remarquons, tout d'abord, que les téphrites typiques (Rosenbusch, 1877) sont bien des roches ayant du labrador pour plagioclase virtuel mais leur plagioclase réel est de l'andésine. Dans notre classification minéralogique, ce dernier caractère seul a de l'importance et, pour nous, le nom de *téphrite* s'applique à l'ensemble des roches volcaniques à feldspaths et feldspathoïdes (quels qu'ils soient), latitiques à holoplagioclasiques, dont le plagioclase a une basicité inférieure à An_{50} . Les *ordanchites* sont considérées comme des variétés locales de téphrites, à hâiïne et analcime.

b) *Les feldspaths alcalins*. — Les *ordanchites* ne possèdent pas de phénocristaux de feldspaths alcalins. Par contre, contrairement à ce que pensait A. Lacroix, la sanidine forme, dans la pâte, des plages xénomorphes à contours indécis. Elle constitue, selon les cas, de 5 à 35 % du volume total de la roche et dans la pâte des *ordanchites* les plus claires, leur représentation est égale à celle des plagioclases.

c) *Les plagioclases* sont les seuls feldspaths représentés dans la première phase de consolidation des *ordanchites*. Ils sont maclés selon les lois de l'albite, de la péricline, de Carlsbad et, plus rarement, de Baveno. Leur zonage est très net et il est possible de reconnaître des enve-

loppes dont la basicité va de l'andésine An_{45} à l'oligoclase An_{25} .

Quant aux microlites, ils ont des contours nets, ce qui permet de les distinguer des microlites alcalins. Leur composition est comprise entre celle de l'andésine An_{38} et celle de l'oligoclase An_{24} . Leurs macles de l'albite sont, au plus, répétées trois à quatre fois.

d) *Les feldspathoïdes*. — La hâiïne est effectivement caractéristique de toute la série des *ordanchites* mais elle est toujours accompagnée, dans la pâte de ces roches, par de l'analcime. Généralement ce dernier feldspathoïde est plus abondant que la hâiïne et, en moyenne, les *ordanchites* possèdent 4 à 8 % d'analcime et seulement 1 à 3 % de hâiïne. L'analcime est exceptionnellement automorphe.

e) *Les micas*. — Les *ordanchites* contiennent dans la pâte, de minuscules paillettes de biotite fortement polychroïques. L'importance de ces phyllites va en augmentant au fur et à mesure que diminuent les pourcentages en feldspaths alcalins.

2. Différents types.

Les *ordanchites* forment, qualitativement et quantitativement, un groupe homogène aussi n'en distinguerons nous que deux types. La teneur de ces roches en silicium reste comprise entre 49 et 46 % et leur rapport R, voisin de 60, a pour valeurs extrêmes 70 et 52.

a) *Les ordanchites latitiques*. — Il s'agit de roches intermédiaires entre les phonolites et les *ordanchites* banales et ces roches présentent à la fois des caractères de ces deux groupes. Sur le terrain, les *ordanchites* latitiques peuvent, tout d'abord, être considérées comme des variétés de phonolite en raison de leur couleur claire, de leur débit en dalles minces, de leur texture compacte et de leur gisement en dôme-coulée. Mais l'étude de lames minces et l'examen de leur analyse chimique permet de les ranger dans le groupe des *ordanchites*. Elles ne possèdent pas, notamment, de phénocristaux d'anorthose et de biotite et elles ont, environ, 25 % de minéraux noirs alors que les phonolites n'en contiennent que 5 à 17 %.

Dans ce groupe de transition, les roches sont peu nombreuses et, en apparence, elles sont fort différentes. Les unes rappellent plus particulièrement les phonolites (Roche Malviale) alors que d'autres annoncent les *ordanchites* classiques (gisement à l'ouest de la Banne d'Ordanche). Nous choisirons cette dernière roche comme type des *ordanchites* latitiques (Tableau XXVIII).

TABLEAU XXVIII.

**Comparaison des analyses modale et chimique de l'ordanchite latitique,
située à l'ouest de la Banne d'Ordanche.**

| | Phén. | Pâte | Si | Al | Fe ³⁺ | Fe ²⁺ | Mg | Ca | Na | K | Ti | P |
|---|-------|------|-------|-------|------------------|------------------|------|------|------|------|------|------|
| Sanidine Or ₄₀ | | 37,5 | 22,50 | 7,50 | | | | 0,45 | 4,05 | 3,00 | | |
| Andésine An ₄₅ | 2,9 | 29,0 | 16,27 | 9,25 | | | | 2,87 | 3,16 | 0,35 | | |
| Haüyne..... | | 1,6 | 0,48 | 0,48 | | | | 0,08 | 0,51 | 0,05 | | |
| Augite..... | 2,3 | 12,5 | 5,56 | 2,08 | 0,75 | 0,65 | 2,49 | 2,28 | 0,42 | 0,15 | 0,42 | |
| Olivine..... | 1,0 | 7,0 | 2,66 | | | 2,34 | 3,00 | | | | | |
| Minéraux opaques .. | 0,5 | 4,5 | | | 2,40 | 1,05 | | | | | 1,55 | |
| Apatite..... | | 1,2 | | | | | | 0,72 | | | | 0,48 |
| Sat. — 2; Col. 27; Felds. 54 | 6,7 | 93,3 | 47,47 | 19,31 | 3,15 | 4,04 | 5,49 | 6,40 | 8,14 | 3,55 | 1,97 | 0,48 |
| Analyse chimique, n° 69, en cations %. | | | 48,10 | 19,40 | 3,09 | 3,99 | 4,67 | 6,52 | 7,99 | 3,71 | 1,97 | 0,56 |

b) *Les ordanchites subplagioclasiques.* — Ce sont des roches de couleur noire à gris perle où, parmi les cristaux du premier temps, d'assez petite taille, on peut reconnaître des lamelles blanches de plagioclases, des prismes noirs d'augite ou de hornblende et enfin des grains de haüyne, bleus ou rouges selon qu'ils sont frais ou altérés.

Ces roches constituent des coulées très étalées mais de faible épaisseur. Leur débit est grossièrement lamellaire et à cette structure, en larges dalles, se surajoute parfois un découpage en prismes.

L'indice de coloration de ces ordanchites est toujours voisin de 35 (27 à 43) et leur indice feldspathique diminue progressivement de 44 à 10. En fonction des minéraux ferro-magnésiens qu'elles possèdent, nous en distinguerons trois variétés.

1° *Variétés à augite et olivine.* — La coulée supérieure de la Banne d'Ordanche nous fournit un bel exemple de ces variétés à phénocristaux et microlites d'augite et d'olivine où, par ailleurs l'analcime est parfois automorphe (Tableau XXIX).

La fréquente altération des feldspathoïdes

TABLEAU XXIX.

**Comparaison des analyses modale et chimique
de l'ordanchite de la Banne d'Ordanche.**

| Analyse modale | Phén. | Pâte | Si | Al | Fe ³⁺ | Fe ²⁺ | Mg | Ca | Na | K | Ti | P |
|---|-------|------|-------|-------|------------------|------------------|------|------|------|------|------|------|
| Sanidine Or ₆₀ | | 19,2 | 11,52 | 3,84 | | | | 0,15 | 1,38 | 2,31 | | |
| Andésine An ₄₈ | 22,4 | | 11,29 | 6,63 | | | | 2,15 | 2,10 | 0,23 | | |
| Andésine An ₃₀ | | 22,4 | 12,10 | 5,82 | | | | 1,34 | 2,52 | 0,62 | | |
| Haüyne..... | 1,1 | | 0,33 | 0,33 | | | | 0,06 | 0,31 | 0,07 | | |
| Analcime..... | | 7,2 | 3,60 | 1,80 | | | | | 1,44 | 0,36 | | |
| Augite..... | 3,9 | 13,7 | 6,28 | 2,49 | 0,90 | 0,69 | 3,19 | 2,78 | 0,63 | 0,11 | 0,53 | |
| Biotite..... | | 2,0 | 0,64 | 0,32 | 0,52 | 0,02 | 0,24 | 0,02 | 0,06 | 0,11 | 0,07 | |
| Olivine..... | 1,7 | 0,7 | 0,80 | | | 0,32 | 1,28 | | | | | |
| Sphène..... | 0,9 | | 0,30 | | | | | 0,30 | | | 0,30 | |
| Apatite..... | | 0,4 | | | | | | 0,24 | | | | 0,16 |
| Minéraux opaques .. | 1,0 | 3,4 | | | 1,54 | 2,42 | | | | | 0,44 | |
| Sat. — 11; Col. 28; Felds. 30 | 31,0 | 69,0 | 46,86 | 21,23 | 2,96 | 3,45 | 4,71 | 7,04 | 8,44 | 3,81 | 1,34 | 0,16 |
| Analyse chimique, n° 85, en cations % | | | 49,08 | 19,79 | 2,24 | 2,74 | 5,59 | 7,43 | 8,16 | 3,47 | 1,34 | 0,16 |

entraîne, comme pour les phonolites étudiées antérieurement, une diminution en soude et chaux et une augmentation en silice et alumine. Ceci nous explique les différences que l'on peut constater entre l'analyse chimique et la composition calculée à partir des données du compteur de points.

2° *Variétés à augite*. — L'exemple choisi est celui de l'ordanchite, prélevée près du village du Barrie, au-dessous du puy de Vivanson (Tableau XXX). Cette coulée est extrêmement riche en enclaves homogènes, *luscladites* et *mareugites*. L'étude de ces roches grenues,

actuellement en cours, fera ultérieurement l'objet d'une note.

3° *Variétés à augite et hornblende*. — Ce sont généralement les variétés les plus basiques. Ces ordanchites sont relativement abondantes en filons dans les ravins de la Gacherie et de Lusclade près de la Bourboule. Dans ces dykes, la hornblende reste inaltérée.

Comme type d'ordanchites sombres à augite et hornblende, nous avons choisi la coulée du puy de l'Ouire, autrefois exploitée en bordure de la route, allant du col de Guéry à Randanne (Tableau XXXI).

TABLEAU XXX.

Comparaison des analyses modale et chimique de l'ordanchite du Barrie.

| Analyse modale | Phén. | Pâte | Si | Al | Fe ³⁺ | Fe ²⁺ | Mg | Ca | Na | K | Ti | P |
|---------------------------------|-------|-------|-------|-------|------------------|------------------|------|------|-------|------|------|------|
| Andésine An ₄₅ . . | 14,17 | | 7,23 | 4,11 | | | | 1,27 | 1,33 | 0,23 | | |
| Sanidine Or ₆₀ . . . | | 20,00 | 12,00 | 4,00 | | | | | 1,60 | 2,40 | | |
| Oligoclase An ₂₅ . . | | 22,22 | 12,22 | 5,56 | | | | 1,11 | 2,67 | 0,66 | | |
| Häüyne | 2,77 | | 0,83 | 0,83 | | | | 0,14 | 0,89 | 0,08 | | |
| Analcime | | 8,44 | 4,22 | 2,11 | | | | | 1,69 | 0,42 | | |
| Augite | 4,98 | 21,59 | 9,99 | 3,74 | 1,34 | 1,16 | 4,47 | 4,10 | 0,75 | 0,27 | 0,75 | |
| Biotite | | 0,22 | 0,07 | 0,04 | 0,05 | — | 0,03 | — | 0,01 | 0,01 | 0,01 | |
| Apatite | 0,33 | 0,54 | | | | | | 0,52 | | | | 0,35 |
| Calcite | | 0,33 | | | | | | 0,33 | | | | |
| Minéraux opaques | 2,10 | 2,31 | | | 3,33 | 0,50 | | | | 0,58 | | |
| Sat. — 16; Col. 32; | | | | | | | | | | | | |
| Felds. 35 | 24,35 | 75,65 | 46,56 | 20,39 | 4,72 | 1,66 | 4,50 | 7,47 | 8,94 | 4,07 | 1,34 | 0,35 |
| Analyse chimique | | | | | | | | | | | | |
| n° 75, en cations % | | | 48,05 | 22,05 | 4,66 | 1,64 | 4,47 | 6,46 | 10,02 | 4,23 | 1,34 | 0,34 |

TABLEAU XXXI.

Comparaison des analyses modale et chimique de l'ordanchite du puy de l'Ouire.

| Analyse modale | Phén. | Pâte | Si | Al | Fe ³⁺ | Fe ²⁺ | Mg | Ca | Na | K | Ti | P |
|---|-------|-------|-------|-------|------------------|------------------|------|-------|------|------|------|------|
| Sanidine Or ₆₀ . . . | | 7,50 | 4,50 | 1,50 | | | | | 0,60 | 0,90 | | |
| Andésine An ₄₀ . . . | | 37,11 | 19,30 | 10,39 | | | | 2,97 | 3,70 | 0,75 | | |
| Augite | 7,94 | 25,48 | 11,91 | 4,73 | 1,71 | 1,31 | 6,05 | 5,29 | 1,20 | 0,22 | 1,00 | |
| Häüyne | 1,00 | 7,40 | 2,52 | 2,52 | | | | 0,42 | 2,44 | 0,50 | | |
| Analcime | | 4,40 | 2,20 | 1,10 | | | | | 0,88 | 0,22 | | |
| Biotite | | 2,12 | 0,67 | 0,35 | 0,55 | 0,01 | 0,26 | 0,02 | 0,07 | 0,12 | 0,07 | |
| Hornblende | 1,01 | | 0,36 | 0,15 | 0,06 | 0,04 | 0,17 | 0,12 | 0,05 | 0,02 | 0,04 | |
| Sphène | 0,30 | | 0,10 | | | | | 0,10 | | | 0,10 | |
| Apatite | | 1,95 | | | | | | 1,17 | | | | 0,78 |
| Min. opaques . . . | 1,00 | 2,79 | | | 2,86 | 0,80 | | | | | 0,13 | |
| Sat. — 22; Col. 43; Felds. 7 | 11,25 | 88,75 | 41,56 | 20,74 | 5,18 | 2,16 | 6,48 | 10,09 | 8,94 | 2,73 | 1,34 | 0,78 |
| Analyse chimique, n° 49, en cations % | | | 46,04 | 21,09 | 4,66 | 1,64 | 4,95 | 9,38 | 7,69 | 2,45 | 1,34 | 0,76 |

CHAPITRE V.
LES BASALTES

I. — CARACTÈRES GÉNÉRAUX

Conformément aux règles de la classification que nous avons adoptée (Jung et Brousse, 1959) nous définirons les basaltes comme des roches contenant un plagioclase dont la basicité est au moins celle du labrador et qui peuvent contenir, en outre, des minéraux ferro-magnésiens variés dont les plus fréquents sont les pyroxènes et l'olivine.

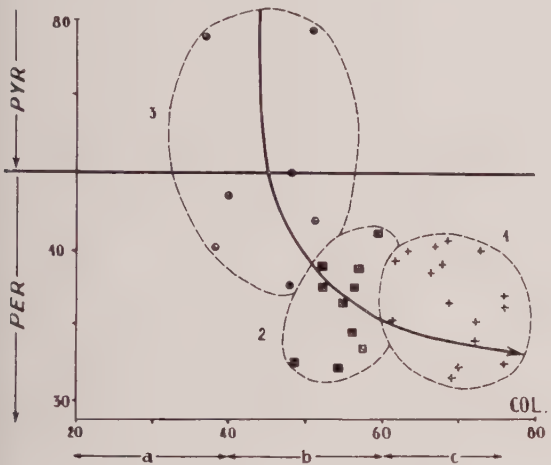


FIG. 24. — Variation de l'indice pyroxénique (Pyr.) ou de l'indice périclitique (Pér.) en fonction de l'indice de coloration (Col.) des roches suivantes :
1 : mélabasalts (ankaramites) ; 2 : basaltes pauvres en olivines ; 3 : doréites.
a : roches leucocrates ; b : roches mésocrates ; c : roches mélanocrates.

Les basaltes, ainsi définis, ne sont pas très abondants dans notre région. Ils couvrent tout au plus 15 % de la surface du complexe volca-

nique. Comme nous allons le voir, ces roches sont par contre plus variées que ne le laisserait supposer la banalité de leur structure et de leur composition minéralogique qualitative.

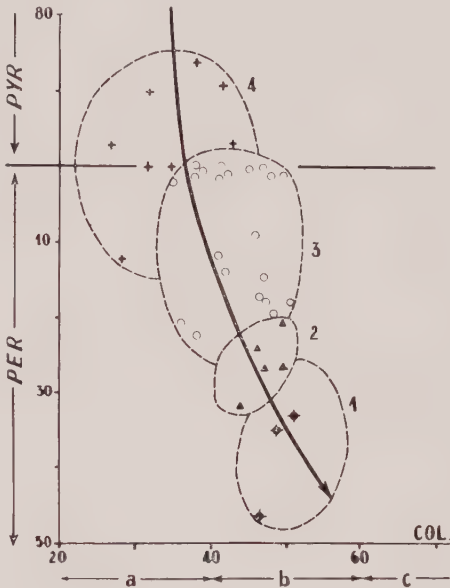


FIG. 25. — Variation de l'indice pyroxénique (Pyr.) ou de l'indice périclitique (Pér.) en fonction de l'indice de coloration (Col.) des roches suivantes :
1 : basaltes riches en olivines ; 2 : basaltes demi-deuil ; 3 : labradorites basanitiques ; 4 : ordanchites.
a : roches leucocrates ; b : roches mésocrates ; c : roches mélanocrates.

Leur structure peut présenter tout d'abord deux tendances suivant les variétés, l'une étant microlitique banale et l'autre trachy-doléritique. De plus il existe une relation entre la valeur du pourcentage des minéraux colorés et celui de l'olivine au sein de cette somme. Autrement dit, il est possible de distinguer nos différentes variétés de basaltes en fonction d'une part, de la valeur de leur indice de coloration et, d'autre part, de celle de leur indice périclitique (fig. 24 et 25).

TABEAU XXXII.

Caractères minéralogiques des différentes variétés de basaltes.

| | Labradorites | Basaltes demi-deuil | Basaltes riches en olivine | Basaltes pauvres en olivine | Mélabasalts |
|-------------------------------------|----------------------|------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|-------------|
| Indice de coloration (Col.) | 38-47 | 44-50 | 49-60 | 52-60 | 60-80 |
| Indice périclitique (Pér.) | 0-18 | 20-32 | 32-50 | 15-26 | 15-30 |
| Structure | Tendance doléritique | | Tendance microlitique | | |

En tenant compte des critères de reconnaissance que nous venons d'exposer, nous pouvons distinguer les cinq variétés suivantes de basaltes (Tableau XXXII).

1. Les labradorites.
2. Les basaltes demi-deuil.
3. Les basaltes riches en olivine.
4. Les basaltes pauvres en olivine.
5. Les mélabasalts porphyriques ou ankaramites.

II. — LES LABRADORITES.

1. Définition.

Les labradorites sont des roches appartenant à la famille des basaltes qui ont comme caractéristique particulière de contenir plus de plagioclases que de minéraux ferro-magnésiens. Dans le cadre de la classification minéralogique quantitative on peut préciser que ce sont des basaltes leucocrates. Leur aspect est d'ailleurs celui des téphrites et comme ces dernières elles se débitent en dalles épaisses.

La structure des labradorites est microlitique mais montre cependant une tendance très nette vers le type trachy-doléritique dont il sera question à propos des basaltes demi-deuil. Les plagioclases sont allongées en grandes baguettes mais il n'y a pas pénétration de ces dernières au sein des prismes de pyroxènes. Du point de

vue minéralogique, il y a lieu d'ajouter que la pâte de ces roches contient toujours de l'analcime en faible quantité. Ce dernier caractère rattache les labradorites aux ordanchites dont il a été question plus haut et fait, qu'en toute rigueur, on doit dénommer ces roches : *labradorites basanitiques*.

Les labradorites peuvent donc être regardées, en raison de leur teneur en analcime et de leur structure, comme des termes de passage entre les ordanchites et les basaltes demi-deuil. Cette remarque nous permet de diviser ces roches en deux groupes, l'un à tendance téphritique, l'autre à tendance doléritique, plus particulièrement marquée.

2. Différents types.

a) *Les labradorites aphyriques à tendance téphritique.* — Ces roches ne renferment que peu de phénocristaux de pyroxènes, de hornblendes résorbées et, plus accessoirement, d'olivines. Leur pâte est constituée essentiellement par du plagioclase, ce dernier étant associé à quelques prismes d'augite. Le feldspath alcalin ne fait pas totalement défaut dans ces roches car un mince liséré de sanidine entoure en effet les plus grands des microlites de la pâte.

Pour type de ces labradorites, nous avons choisi la coulée qui descend du Puy Loup, en direction du col de Guéry (Tableau XXXIII).

TABLEAU XXXIII.

Comparaison des analyses modale et chimique de la labradorite aphyrique du Puy Loup.

| Analyse modale | Phén. | Pâte | Si | Al | Fe ³⁺ | Fe ²⁺ | Mg | Ca | Na | K | Ti | P |
|---|-------|------|-------|-------|------------------|------------------|------|------|------|------|------|------|
| Analcime | | 2,0 | 1,0 | 0,50 | | | | | 0,40 | 0,10 | | |
| Labrador An ₆₀ | 0,3 | | 0,14 | 0,10 | | | | 0,04 | 0,02 | | | |
| Andésine An ₃₀ | | 51,8 | 27,97 | 13,47 | | | | 3,11 | 5,75 | 1,50 | | |
| Sanidine Or ₆₀ | | 5,5 | 3,30 | 1,10 | | | | | 0,44 | 0,66 | | |
| Augite | 0,2 | 32,7 | 11,88 | 4,42 | 1,87 | 1,06 | 6,11 | 6,14 | 0,62 | 0,10 | 0,70 | |
| Olivine | | 0,3 | 0,10 | | | 0,04 | 0,16 | | | | | |
| Hornblende | 0,7 | | 0,25 | 0,10 | 0,04 | 0,03 | 0,12 | 0,08 | 0,04 | 0,02 | 0,02 | |
| Biotite | | 1,1 | 0,33 | 0,22 | 0,22 | | 0,11 | | | 0,22 | | |
| Apatite | 0,6 | | | | | | | 0,36 | | | | 0,24 |
| Minéraux opaques .. | | 4,8 | | 2,63 | 1,52 | | | | | | 0,65 | |
| Sat. — 3; Col. 41; | | | | | | | | | | | | |
| Fe lds. 9 | 1,8 | 98,2 | 44,97 | 19,91 | 4,76 | 2,65 | 6,50 | 9,73 | 7,27 | 2,60 | 1,37 | 0,24 |
| Analyse chimique, n° 51, en cations %. | | | 45,07 | 20,74 | 4,90 | 2,79 | 5,41 | 8,66 | 7,18 | 2,96 | 1,37 | 0,92 |

b) *Les labradorites porphyriques à tendance doléritique.* — On a affaire, ici, à des roches généralement plus basiques que les précédentes et qui s'en distinguent également par leur plus grande cristallinité, et par suite, par leur apparence grenue. Largement porphyriques, elles contiennent, en moyenne, 30 % de grands prismes, souvent agrégés entre eux, d'augite d'un violet brunâtre, de labrador et de cristaux allongés d'olivine. L'apatite en prismes courts, contenant de nombreuses inclusions violettes est également abondante dans le premier temps de consolidation. Par contre, la hornblende, n'est généralement pas représentée dans ces variétés.

Les minéraux du deuxième temps de la cristallisation sont surtout des feldspaths et de l'augite. De plus une biotite, très polychroïque, se présentant en petites plages à bords déchiquetés, a pris naissance tardivement.

L'épaisse coulée qui est intercalée dans la masse des cinérites et qui affleure le long du chemin des Artistes, sous le Capucin, constitue un type parfait de ces labradorites porphyriques (Tableau XXXIV).

1. Caractères macroscopiques.

Les échantillons présentent deux aspects très différents de la magnifique texture porphyrique de ces roches selon qu'ils sont frais ou altérés. Dans le premier cas, on aperçoit une multitude de baguettes feldspathiques blanches, plus ou moins parallèles entre elles flottant dans une pâte sombre, noir violacé, semée par ailleurs de cristaux plus foncés d'augite, cette dernière pouvant présenter parfois, des teintes d'irisation (fig. 26). C'est à cette opposition de noir et de blanc, que la roche doit d'avoir été appelée d'abord *mélaphyre demi-deuil* par Lecoq et Bouillet (1830) puis, ultérieurement *basalte demi-deuil* par Aug. Michel-Lévy. Quand la roche est décomposée par les agents atmosphériques, elle se rubéfie et, dans ce cas, l'augite se détache seule, en noir, sur un fond blanchâtre ou rougeâtre, dans lequel pâte et plagioclases ne sont plus discernables. Les anciens noms de *basalte pyroxénique* (Lecoq) et de *porphyre augitique* (von Lasaulx, 1875) s'appliquaient plus spécialement à ce faciès.

Ajoutons que le basalte demi-deuil a, en géné-

TABLEAU XXXIV.

Comparaison des analyses modale et chimique de la labradorite porphyrique du Capucin.

| Analyse modale | Phén. | Pâte | Si | Al | Fe ³⁺ | Fe ²⁺ | Mg | Ca | Na | K | Ti | P |
|---------------------------------|-------|------|-------|-------|------------------|------------------|------|------|------|------|------|------|
| Analclime | | 1,8 | 0,90 | 0,45 | | | | | 0,38 | 0,07 | | |
| Labrador An ₅₅ | 20,7 | | 10,14 | 6,42 | | | | 2,28 | 1,65 | 0,21 | | |
| Andésine An ₃₀ | | 35,1 | 18,95 | 9,13 | | | | 2,11 | 4,40 | 0,51 | | |
| Sanidine Or ₆₀ | | 4,0 | 2,40 | 0,80 | | | | | 0,32 | 0,48 | | |
| Augite | { | 6,7 | 2,42 | 0,90 | 0,38 | 0,22 | 1,24 | 1,25 | 0,13 | 0,02 | 0,14 | |
| | | 17,9 | 6,65 | 2,49 | 1,00 | 0,33 | 3,22 | 2,88 | 0,55 | 0,18 | 0,60 | |
| Olivine | 1,3 | 3,7 | 1,48 | 0,11 | 0,20 | 0,49 | 2,54 | 0,14 | | | 0,04 | |
| Biotite | | 2,6 | 0,83 | 0,43 | 0,60 | 0,18 | 0,16 | 0,02 | 0,08 | 0,20 | 0,10 | |
| Apatite | 1,2 | | | | | | | 0,72 | | | | 0,48 |
| Minéraux opaques .. | 0,3 | 4,7 | | | 0,97 | 3,23 | | | | | 0,80 | |
| Sat. — 3 ; Col. 38 ; | | | | | | | | | | | | |
| Felds. 7 | 30,2 | 69,8 | 43,77 | 20,73 | 3,15 | 4,45 | 7,16 | 9,40 | 7,51 | 1,67 | 1,68 | 0,48 |
| Analyse chimique, | | | | | | | | | | | | |
| n° 54, en cations | | | | | | | | | | | | |
| % | | | 45,02 | 18,51 | 3,71 | 5,01 | 6,52 | 9,02 | 7,36 | 2,57 | 1,68 | 0,61 |

III. — LES BASALTES DEMI-DEUIL.

Les basaltes à structure trachy-doléritique, appelés aussi localement « basaltes demi-deuil » forment l'une des plus belles formations pétrographiques d'Auvergne.

ral, une texture bulleuse. Sa pâte est parsemée de pores de différentes grosseurs, ronds ou un peu allongés, toujours dépourvus de remplissage secondaire.

L'aspect macroscopique des basaltes demi-deuil rend bien compte de l'exceptionnelle cris-

tallinité de leur premier temps de consolidation. Durant ce premier stade ont pris naissance, en effet, de 35 à 50 % de phénocristaux, très largement développés. Les cristaux d'augite, à formes parfaites, ont ordinairement de 1 mm à 1 cm de longueur et les poutrelles plagioclasiques atteignent 5 mm. A côté de ces cristaux, les plus



FIG. 26. — Échantillon à texture alvéolaire de basalte demi-deuil montrant les poutrelles plagioclasiques blanches et les prismes d'augite noire dans une pâte grisâtre. *Basalte demi-deuil du Puy Loup.*

facilement distinguables, l'on peut également reconnaître l'existence de grains d'oxyde de fer, à reflets métalliques, ainsi que des formes globuleuses et millimétriques d'olivine, colorée en rouge vif par des minéraux d'altération.

Entre les produits de la cristallisation intratellurique et ceux qui ont pris naissance au cours de la phase effusive, la différence de dimension est considérable, la taille des minéraux tombent brusquement dans le rapport de 15 à 1.

2. Caractères microscopiques.

L'observation au microscope permet d'ajouter l'apatite à la liste des phénocristaux d'augite, d'olivine, de titanomagnétite et de labrador, signalés ci-dessus. Dans la seconde phase de la cristallisation apparaissent, outre les minéraux précédents, des cristaux de biotite ainsi qu'un verre brun, chargé de cristallites.

a) *La structure.* — Tous ces minéraux sont groupés de façon à engendrer une structure

trachy-doléritique. Cette dernière est caractérisée par la forme en baguettes des plagioclases et leur présence à l'état d'inclusions dans les pyroxènes (fig. 27 et 28), ce qui donne au basalte décrit, une structure rappelant celle des dolérites (*Basaltes ophitiques* de Michel-Lévy et *Basaltes doléritiques* de Glangeaud). Mais comme il s'agit d'une lave présentant nettement deux temps de cristallisation, dans la nomenclature actuelle, les qualificatifs « d'ophitique » et de « doléritique » ne peuvent pas lui être attribués. A de telles structures, intermédiaires entre la structure microlitique et la structure doléritique, ont été donnés



FIG. 27. — Section basale de pyroxène montrant l'arrangement des microlites feldspathiques inclus (L. P. $\times 12$). Dans le basalte demi-deuil des sources des Mortes de May.

récemment les noms de structures *trachy-doléritiques* (Elliot, 1952) et de structures *sporophytiques* (Walker, 1957). C'est le premier de ces deux termes que nous conserverons ici.

Ajoutons que les basaltes possédant une telle structure ont été autrefois appelés *anamesites* par von Leonhard (1832).

b) *Les feldspaths.* — Les feldspaths se présentent en prismes légèrement aplatis selon (010) et allongés selon l'axe *a*. La croissance préférentielle suivant l'axe *a* est toutefois beaucoup plus accusée dans les microlites que dans les phénocristaux et, pour les plus épais d'entre ces derniers, le développement selon l'axe *c* devient même prépondérant. En général, les relations d'accroissement selon les trois axes cristallographiques sont les suivantes :

TABLEAU XXXV.

Dimensions relatives des phénocristaux et des microlites de labrador suivant les trois axes cristallographiques.

| Axes | Phénocristaux ou microlites géants | Microlites |
|----------|---------------------------------------|------------|
| — | — | — |
| <i>a</i> | 9 | 7 |
| <i>b</i> | 1 | 1 |
| <i>c</i> | 6 | 2 |

Les phénocristaux de basalte demi-deuil sont maclés selon les lois de l'albite et de Carlsbad alors que, parmi les microlites, la loi d'association la plus fréquemment réalisée est celle d'Albite-Ala B. Tous ces plagioclases ont une basicité qui varie peu et un zonage peu marqué. Les plus grands phénocristaux sont du labrador An_{62} et les plus petits du labrador An_{56} . Quant aux microlites, ils ne sont que légèrement plus acides et restent voisins du labrador An_{52} .

c) *Les pyroxènes.* — Les pyroxènes cristallisent en prismes courts, à face (100) très développée. La macle (100) y est fréquente, alors que les macles en croix selon ($\bar{1}22$) sont plus rares. Ils contiennent, à l'état d'inclusions, des grains de titanomagnétite et d'olivine ainsi que des baguettes de plagioclases. Ces baguettes sont parfois disposées de façon quelconque mais, le plus souvent, *elles sont disposées parallèlement aux faces d'accroissement du cristal* (fig. 28).

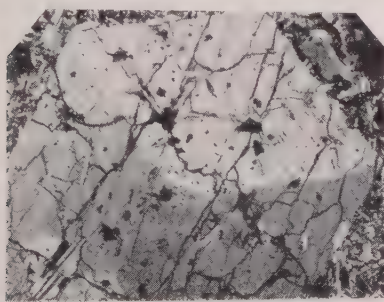


FIG. 28. — Pyroxène à structure « en sablier » montrant l'arrangement des microlites feldspathiques parallèlement aux faces du cristal-hôte. Dans le basalte demi-deuil de La Banne d'Ornanche (L. P. $\times 20$).

d) *Les cristallites du verre.* — En général, la pâte contient un verre brun qui, dans certains cas, prend une grande importance (50 %). Dans ce verre apparaissent d'intéressantes formations

dendritiques. Les unes sont opaques, brunes et montrent des arborisations pennées ou digitées. Les autres, un peu plus grandes, forment de fines lamelles naissantes de mica noir. Ces petites plages ont 0,03 mm de diamètre et sont très peu épaisses (200 μ environ).

e) *L'olivine.* — Rappelons que l'olivine est, dans les basaltes demi-deuil, exceptionnellement riche en fer puisqu'elle contient jusqu'à 32 molécules de fayalite pour 68 de forstérite.

3. Ordre de cristallisation.

L'ordre de cristallisation des basaltes demi-deuil est très différent de celui des autres roches basaltiques et c'est en partie à cela, que ces laves doivent leur singularité (Tableau XXXVI).

TABLEAU XXXVI.

Ordre de cristallisation des minéraux au cours du premier temps de consolidation des basaltes demi-deuil.

| | |
|-----------|------------------|
| — — — — — | Minéraux opaques |
| ————— | Olivine |
| ————— | Labrador |
| ————— | Augite |

Les octaèdres de titanomagnétite cristallisent les premiers et on les retrouve, soit isolés, soit en inclusions dans tous les minéraux qui leur succèdent. Viennent ensuite les prismes d'olivine dont on sait qu'ils sont exceptionnellement riches en fer. Ils sont partiellement contemporains des plagioclases car, à leur contact, ils restent xénomorphes alors que, libres, ils acquièrent leurs formes propres. La précipitation de l'augite termine cette première phase alors que les baguettes du labrador continuent encore à cristalliser. En résumé, *la formation des plagioclases précède d'abord celle des pyroxènes, puis il y a cristallisation simultanée de ces deux minéraux.*

4. Composition minéralogique quantitative.

La composition des basaltes demi-deuil est remarquablement constante. Nous pouvons en donner la composition moyenne ci-dessous, en négligeant les constituants secondaires, constituants dont la somme n'excède pas 10 % (Tableau XXXVII).

TABLEAU XXXVII.

Composition minéralogique moyenne
des basaltes demi-deuil.

| | Moyenne | | Écarts | |
|--|---------|---|-----------|----|
| Plagioclases..... | 55 | % | (50 à 61 | %) |
| Pyroxènes | 25 | % | (20 à 30 | %) |
| Olivine..... | 6,5 | % | (3,5 à 8 | %) |
| Rapport : $\frac{\text{Pyr.} \times 100}{\text{Pyr.} + \text{Plag.}}$.. | 31 | | (26 à 38) | |

La structure trachy-doléritique est certainement liée à une certaine composition modale déterminée, car les résultats que nous venons de donner sont très voisins de ceux qui caracté-

risent un grand nombre de dolérites (Walker, 1957 ; Barth, 1936) (Tableau XXXVIII).

On voit que, dans tous les cas, le pourcentage des plagioclases est voisin de 50 et que le rapport, $\text{Pyr}/\text{Pyr} + \text{Plag}$, est compris entre 32 et 42.

Il y a lieu d'ajouter que cette détermination de la composition minéralogique n'est pas la seule en cause pour imposer une structure doléritique car, dans notre région, d'autres roches ont à peu près la même composition, sans toutefois présenter cette structure (Tableau XXXIX). Une longue évolution intratellurique du magma, se traduisant par un fort pourcentage en phénocristaux, semble être également une condition nécessaire à la réalisation d'une telle structure.

TABLEAU XXXVIII.

Composition minéralogique moyenne des roches à structure doléritique.

| | Résultats de Walker, obtenus par mesure directe | | Résultats de Barth, obtenus par calcul de la norme | |
|---|--|---|--|---|
| | Dolérites sous-saturées (19 examinées) | Dolérites saturées (43 examinées) | Roches à précipitation simultanée de plag. et ferromagnésiens | Roches à précipitation primaire de plag. |
| Plagioclases..... | 52,7 | 48,3 | 47,8 | 63,7 |
| Pyroxènes | 25,2 | 35,2 | | |
| Olivine..... | 14,9 | 1,5 | 42,9 | 28,3 |
| $\frac{\text{Pyr.} \times 100}{\text{Pyr.} + \text{Plag.}}$ | 32,2 | 42,1 | 44,7 | 31,4 |

TABLEAU XXXIX.

Comparaison des compositions minéralogiques des divers basaltes.

| | Basaltes pauvres en olivine | Anka- ramites | Labradorites | | Basaltes demi-deuil | Basaltes riches en olivine |
|------------------------------------|-----------------------------------|------------------|--------------|----------------------------------|------------------------|----------------------------------|
| | | | aphyriques | porphy- riques | | |
| Plagioclases..... | 45 | 34 | 58 | 60 | 55 | 51 |
| Pyroxènes | 37 | 44 | 27 | 25 | 25 | 27 |
| $\text{Pyr.} \times 100$ | | | | | | |
| $\text{Pyr.} + \text{Plag.}$ | 45 | 56 | 31 | 30 | 31 | 34 |
| % phénocristaux | 9 | 24 | 9 | 29 | 41 | 30 |
| Structure..... | à tendance microlitique | | | à tendance trachy-doléritique | | |

5. Type des basaltes demi-deuil.

Les basaltes demi-deuil forment des coulées d'une grande étendue mais de faible épaisseur, au nord du massif du Mont-Dore. Pour type, nous choisirons la coulée supérieure de la Banne d'Ordanche dont nous donnons ci-dessous l'analyse chimique (Tableau XL).

se confondent facilement avec la pâte. L'éclat métallique et bleuté des magnétites est, en outre, dans certains cas, très bien visible.

Les minéraux ferro-magnésiens forment, avec le labrador, l'essentiel des deux phases de consolidation. Par ailleurs, il existe dans la pâte de ces roches, de la biotite et de l'apatite qui ont un développement relativement important.

TABLEAU XL.

**Comparaison des analyses modale et chimique du basalte demi-deuil
de la Banne d'Ordanche.**

| Analyse modale | Phén. | Pâte | Si | Al | Fe ³⁺ | Fe ²⁺ | Mg | Ca | Na | K | Ti | P |
|--|-------|------|-------|-------|------------------|------------------|------|-------|------|------|------|------|
| Labrador An ₅₉ ... | 21,8 | | 10,66 | 6,93 | | | | 2,45 | 1,57 | 0,19 | | |
| Labrador An ₅₂ ... | | 39,1 | 19,39 | 11,89 | | | | 4,07 | 3,01 | 0,74 | | |
| Augite..... | 8,5 | 15,9 | 9,07 | 3,39 | 1,34 | 0,45 | 4,39 | 3,93 | 0,76 | 0,25 | 0,82 | |
| Olivine..... | 3,9 | 4,2 | 2,70 | | | 2,05 | 3,35 | | | | | |
| Apatite..... | 0,7 | 0,3 | | | | | | 0,60 | | | | 0,40 |
| Minéraux opaques | 1,1 | 4,5 | | | 0,73 | 3,61 | | | | | 1,26 | |
| Col. 40..... | 36,0 | 64,0 | 41,82 | 22,21 | 2,07 | 6,11 | 7,74 | 11,05 | 5,34 | 1,18 | 2,08 | 0,40 |
| Analyse chimique, n°44, encations % | | | 44,60 | 19,13 | 1,78 | 5,84 | 8,25 | 10,97 | 5,49 | 2,02 | 1,81 | 0,12 |

IV. — LES BASALTES SENSU STRICTO.

Nous appellerons *basaltes sensu stricto*, les variétés de roches appartenant à la famille basaltique qui possèdent une structure microli-
tique et qui présentent un caractère mésocrate.

Ces roches sont de couleur noire et de forte densité. Elles laissent apparaître de grands cristaux d'olivine, jaune verdâtre, alors que les prismes d'augite, de teinte foncée et plus petits,

Lorsque l'on veut pousser la précision plus loin, il faut utiliser le compteur de points. On peut alors reconnaître l'existence de deux variétés de ces basaltes, les uns riches, les autres pauvres en olivines. Dans les *basaltes dits pauvres en olivine*, l'indice périclitique est compris entre 15 et 25 alors que dans les *basaltes, riches en olivines*, il est supérieur à 30.

Il est à remarquer *qu'entre ces deux groupes il n'y a pas de continuité*. Tout au moins on

TABLEAU XLI.

**Comparaison des analyses modale et chimique du basalte pauvre en olivine
de la Cascade du lac Guéry.**

| Analyse modale | Phén. | Pâte | Si | Al | Fe ³⁺ | Fe ²⁺ | Mg | Ca | Na | K | Ti | P |
|---|-------|------|-------|-------|------------------|------------------|-------|-------|------|------|------|------|
| Labrador An ₅₀ ... | | 4,4 | 2,20 | 1,32 | | | | 0,44 | 0,39 | 0,05 | | |
| Andésine An ₄₀ ... | | 39,6 | 20,59 | 11,09 | | | | 3,17 | 4,16 | 0,59 | | |
| Augite..... | 1,7 | 35,8 | 15,64 | 3,24 | 1,87 | 0,49 | 7,01 | 7,38 | 0,94 | 0,22 | 0,71 | |
| Olivine..... | 7,4 | 2,7 | 3,29 | 0,20 | 0,51 | 0,52 | 5,45 | 0,10 | | | 0,03 | |
| Apatite..... | | 0,8 | | | | | | 0,48 | | | | 0,32 |
| Biotite..... | | 1,0 | 0,30 | 0,20 | 0,20 | 0,05 | 0,05 | | 0,05 | 0,15 | | |
| Minéraux opaques | 0,1 | 6,5 | | | 2,94 | 2,56 | | | | | 1,10 | |
| | 9,2 | 90,8 | 42,02 | 16,05 | 5,52 | 3,62 | 12,51 | 11,57 | 5,54 | 1,01 | 1,84 | 0,32 |
| Analyse chimique, n° 19, en cations % | | | 40,34 | 15,13 | 5,97 | 4,07 | 11,66 | 11,50 | 6,63 | 2,13 | 1,87 | 0,70 |

peut affirmer qu'il existe, entre eux, un minimum de fréquence.

Par ailleurs, du point de vue structural, les basaltes pauvres en olivine ont une structure microlitique fluidale et ne contiennent que peu de phénocristaux (moins de 10 %) tandis que les basaltes riches en olivine ont une structure à tendance trachy-doléritique et sont riches en phénocristaux (de 25 à 30 %).

Les tableaux XLI et XLII donnent, à titre d'exemple, les compositions chimique et modale des types représentatifs des deux basaltes.

V. — LES MÉLABASALTES.

Les mélabasaltes se distinguent des basaltes précédents en ce qu'ils renferment plus de minéraux noirs que de plagioclases, autrement dit, qu'ils appartiennent au groupe des roches mélanocrates.

Les mélabasaltes ont été divisés par Lacroix, en *ankaramites*, riches en pyroxènes et en océanites, riches en olivines. Dans le massif du Mont-Dore, seule la première variété est représentée.

TABLEAU XLII.

Comparaison des analyses modale et chimique du basalte riche en olivine de la coulée inférieure de Charlannes.

| Analyse modale | Phén. | Pâte | Si | Al | Fe ³⁺ | Fe ²⁺ | Mg | Ca | Na | K | Ti | P |
|--|-------|------|-------|-------|------------------|------------------|-------|-------|------|------|------|------|
| Labrador An ₅₅ ... | 1,3 | 49,6 | 24,94 | 14,78 | 1,00 | | | 5,60 | 3,77 | 0,81 | | |
| Augite..... | 10,8 | 15,9 | 9,94 | 3,06 | 1,37 | 0,40 | 4,60 | 4,70 | 0,82 | 0,20 | 1,61 | |
| Olivine..... | 14,4 | — | 4,32 | 0,23 | 0,73 | 1,44 | 7,61 | | | | 0,07 | |
| Biotite | | 0,2 | 0,06 | 0,04 | 0,04 | 0,01 | 0,01 | | 0,01 | 0,03 | | |
| Apatite..... | | 1,6 | | | | | | 0,96 | | | | 0,64 |
| Calcite | 2,1 | | | | | | | 2,10 | | | | |
| Minéraux opaques. | 0,8 | 3,3 | | | 0,45 | 2,83 | | | | | 0,82 | |
| | 29,4 | 70,6 | 39,26 | 18,11 | 3,59 | 4,68 | 12,22 | 13,36 | 4,60 | 1,04 | 2,50 | 0,64 |
| Analyse chimique n° 12, en ca- tions % | | | 39,91 | 15,65 | 3,59 | 5,81 | 9,13 | 14,46 | 5,88 | 1,44 | 3,40 | 0,33 |

Comme nous le verrons par la suite, la distinction de ces deux sortes de basaltes prend une grande importance du point de vue pétrogénétique. Ils n'appartiennent pas, en effet, aux mêmes séries de différenciation magmatique.

Ce sont des roches noires, d'aspect porphyrique. Elles contiennent jusqu'à 30 % de grands phénocristaux de titanoguite, d'olivine, de titanomagnétite et de labrador. Dans ces roches, les minéraux du deuxième temps sont générale-

TABLEAU XLIII.

Comparaison des analyses modale et chimique de l'ankaramite de la Banne d'Ordanche.

| Analyse modale | Phén. | Pâte | Si | Al | Fe ³⁺ | Fe ²⁺ | Mg | Ca | Na | K | Ti | P |
|--|-------|------|-------|-------|------------------|------------------|-------|-------|------|------|------|------|
| Labrador An ₆₀ .. | 1,1 | | 0,53 | 0,35 | | | | 0,13 | 0,07 | 0,02 | | |
| Labrador An ₅₀ .. | | 29,4 | 14,70 | 8,82 | | | | 2,94 | 2,44 | 0,50 | | |
| Augite..... | 12,4 | | 5,23 | 1,03 | 0,52 | 0,13 | 2,42 | 2,31 | 0,35 | 0,09 | 0,32 | |
| Olivine..... | | 30,0 | 12,51 | 2,59 | 1,49 | 0,39 | 5,62 | 5,90 | 0,75 | 0,18 | 0,57 | |
| Biotite | 10,6 | 4,4 | 5,28 | | 1,08 | 1,28 | 7,31 | | | | 0,05 | |
| Apatite..... | | 4,5 | 1,43 | 0,74 | 1,16 | 0,54 | 0,04 | 0,04 | 0,14 | 0,25 | 0,16 | |
| Minéraux opaques | | 1,0 | | | | | | 0,60 | | | | 0,40 |
| | 1,5 | 5,1 | | | 0,25 | 4,65 | | | | | 1,70 | |
| | 25,6 | 74,4 | 39,68 | 13,53 | 4,50 | 6,99 | 15,39 | 11,92 | 3,75 | 1,04 | 2,80 | 0,40 |
| Analyse chimique n° 17, en ca- tions % | | | 40,37 | 14,09 | 3,05 | 6,69 | 13,76 | 12,74 | 4,31 | 1,76 | 2,80 | 0,43 |

ment très petits. Les microlites feldspathiques ont, par exemple, dans l'ankaramite du sommet de la Banne d'Ordanche, de 10 à 150 microns de longueur (axe *a*) et de 2 à 25 microns d'épaisseur (axe *b*). La croissance de ces microcristaux n'est généralement pas régulière et l'on note souvent un développement préférentiel des sommets en pointes effilées ce qui crée des formes microlitiques fourchues. Ajoutons qu'à la fin de la cristallisation, prennent naissance des paillettes de biotite et des aiguilles d'apatite. Un verre résiduel se forme aussi généralement lors de cette ultime phase de consolida-

tion. Dans un certain nombre de cas (coulée de la Fougère) ce verre prend même une importance considérable.

L'indice péridotique des mélabasaltés du Mont-Dore est peu élevé. Il reste compris entre 15 et 30. Ces roches sont donc à rapprocher des basaltes pauvres en olivines, dont elles ne diffèrent que par leur teneur, plus élevée, en minéraux noirs et par leur plus fort pourcentage en phénocristaux.

Nous avons choisi, pour type de ces ankaramites, la roche qui forme le sommet bien connu de la Banne d'Ordanche (Tableau XLIII).

BIBLIOGRAPHIE

- BANNISTER, F. A. (1931). — *Amer. Mineral.*, 16, 194.
- BARTH, T. F. W. (1927). — *Vid. Akad. Skr. Oslo* (8).
- BARTH, T. F. W. (1932, a). — *Amer. Mineral.*, 17, 466.
- BARTH, T. F. W. (1932, b). — *Z. Kristallogr.*, Dtsch., 83, 405.
- BARTH, T. F. W. (1936). — *Amer. J. Sci.*, 31, 321.
- BARTH, T. F. W. (1952). — *Theoretical Petrology*, J. Wiley, New York.
- BENTOR, Y. K. (1954). — *Bull. Serv. Carte Géol.*, Fr., 52, (242), 433 p.
- BERTHIER, P. (1824). — *Ann. Mines*, Fr., 2, 260.
- BLACK, G. P. (1954). — *Geol. Mag.*, G. B., 30, 518.
- BORDET, P. (1951). — *Mém. Serv. Carte géol.*, Fr.
- BOUT, P. (1951, a). — *C. R. somm. Soc. Géol.*, Fr., 12.
- BOUT, P. (1951, b). — *C. R. somm. Soc. Géol.*, Fr., (6).
- BOWEN, N. L. (1935). — *Amer. Mineral.*, 29, 161.
- BOWEN, N. L. et TUTTLE, O. F. (1950). — *J. Geol.*, U. S. A., 58, 489.
- BRAUNS, R. (1922). — *Die Mineralien der Niederrheinischen Kalkangebiet*, Stuttgart.
- BRÖGGER, W. C. et BÄCKSTRÖM, M. (1890). — *Z. Kristallogr.*, Dtsch., 18, 209.
- BROUSSE, R. (1954). — *Mém. Soc. Géol.*, Fr., 33, (70).
- BROUSSE, R. (1958). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 81, 112.
- BROUSSE, R. (1959). — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 248, 1545.
- BROUSSE, R. (1960). — *Description géologique du massif volcanique du Mont-Dore. Présentation d'une carte au 1/20 000^e de la partie ouest de ce massif*, 2^e thèse, Paris.
- BROUSSE, R. (1961). — *Bull. Serv. Carte géol.*, Fr., 268 (263).
- BROWN, G. et STEPHEN, I. (1959). — *Amer. Mineral.*, 44, 251.
- CICERI, E. (1958). — *Dipl. Études sup.*, Clermont-Ferrand.
- DEER, W. A. et WAGER, L. R. (1939). — *Amer. Mineral.*, 24, 18.
- DONNAY, G. et DONNAY, J. D. H. (1952). — *Amer. J. Sci.*, vol. Bowen, 115.
- ELLIOTT, R. B. (1952). — *Mineral. Mag.*, G. B., 29, 925.
- FAIRBAIRN, H. W. et PODOLSKY, T. (1951). — *Amer. Mineral.*, 36, 823.
- FLÖRKE, O. W. (1955). — *Ber. dtsch. Keram. Gesellsch.*, 32, 369.
- FLÖRKE, O. W. (1956). — *Naturwissenschaften*, Dtsch., 43, 419.
- FOUQUÉ, F. (1892). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 15, 196.
- FOUQUÉ, F. (1894). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 17, 283.
- GAUBERT, P. (1905). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 28, 184.
- GAY, R. (1949). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 72, 251.
- GLANGEAUD, L. (1943). — *Bull. Soc. Géol.*, Fr., 13, 419.
- GLANGEAUD, Ph. (1911). — *C. R. Assoc. franç. Avanc. Sci.*
- GONNARD, F. (1876). — *Minéralogie du département du Puy-de-Dôme*, Savy, Paris.
- GONNARD, F. (1893). — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 117, 854.
- GONNARD, F. (1898). — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 126, 1048.
- GONNARD, F. (1912). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 35, 517.
- GONNARD, F. et BARBIER, Ph. (1911, a). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 34, 228.
- GONNARD, F. et BARBIER, Ph. (1911, b). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 34, 235.
- HALLIMOND, A. F. (1943). — *Amer. Mineral.*, 28, 65.
- HESS, H. H. (1949). — *Amer. Mineral.*, 34, 621.
- HURLBUT, C. S. (1936). — *Amer. Mineral.*, 21, 727.
- IDDINGS, J. P. (1890). — *Amer. J. Sci.*, 11, 75.
- INGERSON, E. (1952). — *Amer. J. Sci.*, vol. Bowen, 189.
- JAEGER, F. M. (1929). — *Akad. Amsterdam Versl.* (32).
- JAEGER, F. M. (1930). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 53, 183.
- JUNG, J. (1946). — *Mém. Serv. Carte géol.*, Fr., 372 p.
- JUNG, J. et BROUSSE, R. (1939). — *Classification*

- modale des roches éruptives, Masson, Paris.
- KOSMANN, B. (1864). — *Z. dtsh. geol. Gesellsch.*, 16, 644.
- KUELLMER, F. J. (1960). — *J. Geol.*, U. S. A., 68, 307.
- LACROIX, A. (1890). — *Bull. Soc. géol.*, Fr., 18, 845.
- LACROIX, A. (1891, a). — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 113, 751.
- LACROIX, A. (1891, b). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 14, 10.
- LACROIX, A. (1891, c). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 14, 15.
- LACROIX, A. (1891, d). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 14, 318.
- LACROIX, A. (1892). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 15, 11.
- LACROIX, A. (1893). — *Les enclaves des roches volcaniques*, Masson, Paris.
- LACROIX, A. (1905). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 28, 56.
- LACROIX, A. (1908). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 31, 323.
- LACROIX, A. (1910, a). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 33, 86.
- LACROIX, A. (1910, b). — *Minéralogie de la France*, Paudry, Paris.
- LACROIX, A. (1916). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 39, 154.
- LACROIX, A. (1917). — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 164, 581.
- LACROIX, A. (1923). — *Minéralogie de Madagascar*, Soc. Ed. Géogr., Marit. et coloniales, 3 vol.
- LACROIX, A. (1933). — *Bull. Serv. géol., Indochine*, 20, (3).
- LAIZER, M. DE (1808). — *J. Mines*, Fr., 23, 407.
- LARSEN, E. S. ; IRVING, J. ; GONYER, F. A. (1936-1938). — *Amer. Mineral.*, 21, 679 ; 22, 889 ; 23, 227 et 417.
- LASAULX, A. VON (1875). — *Mém. Acad. Sci.*, Clermont-Ferrand.
- LECOQ, H. (1867). — *Les époques géologiques de l'Auvergne*, Baillière, Paris, 5 vol.
- LECOQ, H. et BOUILLET, J.-B. (1830). — *Vues et coupes des principales formations géologiques du département du Puy-de-Dôme*, Levraut, Paris.
- LEONHARD, K. C. VON (1832). — *Die Basaltgebilde*, 1, 150. Stuttgart.
- MACHATSCHKI, F. (1934). — *Centr. Miner.*, Dtsch., A, 141.
- MICHEL-LÉVY, Aug. (1890). — *Bull. Soc. géol.*, Fr., 18, 743.
- MICHEL-LÉVY, Mir. (1948). — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 226, 1455.
- MICHEL-LÉVY, Mir. (1949). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 72, 362.
- MING-SHAN SUN (1957). — *Amer. Mineral.*, 42, 525.
- MOITESIER, A. (1861). — *Mém. Acad. Sci. Lettres*, Montpellier.
- MOROZEWICZ, J. (1899). — *Tsch. Miner. Petrogr. Mitt.*, Dtsch., 18, 105.
- MUAN, A. (1958). — *Amer. Mineral.*, 256, 171.
- MUIR, I. D. (1951). — *Mineral. Mag.*, G. B., 29, 690.
- OEBBEKE, K. (1885). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 8, 56.
- POLDERVAART, A. et HESS, H. H. (1951). — *J. Geol.*, U. S. A., 59, 472.
- PRÉVOST, C. (1833). — *Bull. Soc. géol.*, Fr., 4, 49.
- SEGNIT, E. R. (1953). — *Mineral. Mag.*, G. B., 30, 218.
- SMITH, J. V. (1959). — *Amer. Mineral.*, 44, 437.
- SMITH, J. V. et MACKENZIE, W. S. (1958). — *Amer. Mineral.*, 43, 872.
- SMITH, J. V. et SAHAMA, T. G. (1958). — *Mineral. Mag.*, G. B., 30, 439.
- SPENCER, E. (1937). — *Mineral. Mag.*, G. B., 24, 453.
- SPENCER, E. (1939). — *Mineral. Mag.*, G. B., 167, 425.
- TOMKEIEFF, S. I. (1939). — *Mineral. Mag.*, G. B., 25, 229.
- TRÖGER, W. E. (1952). — *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*, Stuttgart.
- TUTTLE, O. F. (1952). — *Amer. J. Sci.*, vol. Bowen, 553.
- WALKER, F. (1957). — *J. Geol.*, U. S. A., 65.
- WEIL, R. (1934). — *Bull. Assoc. Phil. Alsace-Lorraine* 8, (2).
- WEIL, R. (1942). — *Rev. Sci. Nat., Auvergne*, 8, (1).
- WILSHIRE, H. G. (1958). — *Amer. Mineral.*, 43, 120.
- WYART, J. et CHRISTOPHE-MICHEL-LÉVY, Mir. (1955). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 78, 577.
- YODER, Jr. H. S. et SAHAMA, Th. G. (1957). — *Amer. Mineral.*, 42, 475.

Propriétés électriques et optiques du phénanthrène cristallisé

PAR J. GAY, R. KARA ET J.-P. MATHIEU,
Laboratoire des Recherches Physiques, Sorbonne.

Résumé. — La piézoélectricité, ainsi que la coïncidence des fréquences de vibration en absorption et en diffusion, confirment le groupe de symétrie P_{21} des cristaux. L'étude de la dispersion des indices de réfraction principaux a permis de calculer les polarisabilités principales des molécules et de rendre compte du spectre Raman dû aux pivotements de celles-ci dans la maille.

1. Préparation des cristaux. Par refroidissement lent du phénanthrène $C_{14}H_{10}$ distillé dans le vide, puis fondu (Baret et coll. 1951), on obtient des masses cristallines, dont on peut extraire des monocristaux d'un volume de l'ordre du centimètre cube. On les taille en parallélépipèdes ayant leurs faces parallèles aux plans principaux de l'ellipsoïde des indices pour la lumière du sodium. Cette opération est facilitée par l'existence d'un plan de clivage (201) perpendiculaire au plan des axes optiques et normal, à $3^\circ \pm 30'$ près, à la bissectrice aiguë de ces axes, ainsi que le montre l'étude des propriétés optiques.

Partant de l'étude aux rayons X, Bernal et Crowfoot (1935) ont attribué aux cristaux de phénanthrène la symétrie C_{2h}^5 (P_{21}/C), Basak (1950) la symétrie C_2^2 (P_{21}). Nous nous sommes proposé de trancher ce différent, en examinant la piézoélectricité et les spectres de vibration des cristaux. Nous avons fait également une étude de leurs propriétés optiques.

2. Propriétés piézoélectriques. La molécule de phénanthrène ne possède pas de moment dipolaire électrique permanent, mais un effort suivant son axe de symétrie provoque une déformation telle que les moments dipolaires des liaisons CH ne s'équilibrent plus. S'il y a piézoélectricité, celle-ci ne peut être que très faible, puisqu'elle nécessite une déformation des molécules à l'intérieur de la maille et non pas une simple variation de leur position relative.

Pour en faire la mesure, nous avons exercé

des pressions repérables et reproductibles suivant les trois couples de faces opposées du parallélépipède cristallin. L'appareil était placé dans une enceinte bien desséchée et protégée des champs extérieurs. L'isolement de l'électrode de mesure était supérieur à $10^{15} \Omega$. L'étalonnage a été fait par comparaison avec une lame de quartz. L'appareil de lecture est un picoampèremètre placé sur la position « grille en l'air ».

Deux séries de mesures ont été effectuées dans chaque orientation du cristal, en le retournant face pour face, afin d'éliminer la déviation due à l'électrostriction, dont le signe est indépendant du sens.

Nous avons ainsi pu mettre en évidence une piézoélectricité faible mais certaine — de l'ordre de grandeur de celle du quartz — lorsqu'on exerce la pression suivant la direction de l'axe binaire. Ce résultat est compatible avec le groupe C_2^2 , mais non avec le groupe C_{2h}^5 .

3. Propriétés optiques. Les indices principaux ont été mesurés par la méthode du prisme. Un premier prisme avait un angle voisin de 54° , dont la bissectrice était parallèle à la direction OY de l'indice moyen n_m et son arête était parallèle à la direction OX du petit indice n_p . Un second prisme, d'angle voisin de 45° et dont la bissectrice était également dirigée selon n_m , avait son arête parallèle à la direction OZ du grand indice n_g . En polarisant la lumière incidente parallèlement, puis perpendiculairement, à l'arête des prismes, on a obtenu les résultats donnés dans le tableau I.

TABLEAU I.

| λ en Å | n_p | n_m | n_g |
|----------------|---------------------|-------------------|-------------------|
| Hg.... 4 358 | $1,5817 \pm 0,0017$ | $1,779 \pm 0,002$ | — |
| Hg.... 5 461 | $1,5579 \pm 0,0017$ | $1,735 \pm 0,001$ | $1,994 \pm 0,002$ |
| Na.... 5 893 | $1,5530 \pm 0,0013$ | $1,728 \pm 0,001$ | $1,976 \pm 0,002$ |
| Cd ... 6 438,5 | $1,5481 \pm 0,0017$ | $1,710 \pm 0,002$ | $1,956 \pm 0,003$ |
| ∞ | $1,521$ | $1,655$ | $1,860$ |

Le cristal est donc négatif. La position des divers indices et la grandeur de l'anisotropie optique sont en accord avec ce que laisse prévoir la position des molécules dans la maille, donnée par Basak. L'orientation du trièdre $OXYZ$ de l'ellipsoïde des indices par rapport aux axes de la maille est indiquée sur la figure 1, la direction de l'indice n_m coïncidant avec celle de l'axe binaire b .

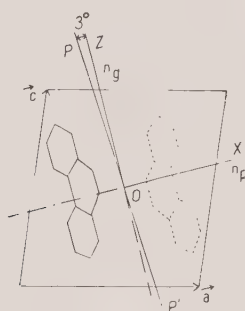


FIG. 1. — Maille du phénanthrène (PP' = trace du plan (201)).

4. **Spectres de vibration.** On ne connaissait jusqu'à présent que le spectre de diffusion (Magat, 1937) et le spectre d'absorption (Lambert et Lecomte, 1932) du phénanthrène fondu.

Le spectre de diffusion Raman des parallélipèdes cristallins a été excité par la radiation 4 358 Å du mercure, en supprimant par un filtre la radiation 4 047 Å, qui provoque la fluorescence des cristaux. Le spectre des fréquences supérieures à 200 cm^{-1} a été obtenu à l'aide d'un spectrographe à deux prismes, d'ouverture numérique $f/1,9$, donnant une dispersion de 30 Å par millimètre dans le bleu. Le spectre des fréquences inférieures à 200 cm^{-1} a été obtenu avec un spectrographe à trois prismes, d'ouverture $f/8$, donnant une dispersion de 10 Å par millimètre.

Le spectre d'absorption infrarouge a été étudié entre 700 et $3\,100 \text{ cm}^{-1}$, sur des lames d'épais-

seur voisine de 0,1 mm, parallèles à l'un des plans principaux de l'ellipsoïde des indices (pour le visible), à l'aide d'un spectromètre de Perkin-Elmer à simple faisceau n° 112-C.

Dans un cristal n'ayant pour élément de symétrie qu'un axe binaire, il n'existe que deux types de vibration : A symétrique et B antisymétrique par rapport à l'axe. On sait (Cabannes, 1940) qu'il suffit, pour distinguer les raies de Raman de ces deux types, d'analyser la lumière diffusée par le parallélépipède cristallin dans deux orientations, l'axe binaire OY demeurant orienté dans la direction Ox du faisceau excitateur, l'axe OX , puis l'axe OZ , coïncidant successivement avec la direction Oy du faisceau diffusé. Les raies A se trouvent polarisées parallèlement à Oz , les raies B parallèlement à Ox , et on les sépare à l'aide d'un prisme de Wollaston placé sur le faisceau diffusé.

En infrarouge, le dichroïsme que possèdent, pour certaines bandes d'absorption, les lames cristallines orientées, permet de distinguer les bandes A , dont le moment dipolaire est parallèle à l'axe binaire, des bandes B , où il est dans un plan normal à cet axe.

5. **Spectre des vibrations internes.** Le nombre des vibrations fondamentales du cristal est $2 \times 3 (14 + 10) - 3 = 141$. On peut, suivant une approximation excellente dans le cas des cristaux moléculaires, les diviser en vibrations internes et externes. Les premières sont dérivées, par couplage, des vibrations de chacune des deux molécules de la maille ; elles sont donc au nombre de $2 [3 (14 + 10) - 6] = 132$.

Le tableau II donne les nombres d'ondes observés, au-dessus de 200 cm^{-1} , avec l'indication du type de vibration et de l'intensité (F = forte, m = moyenne, f = faible). A chaque vibration fondamentale de la molécule doivent correspondre, par couplage entre les deux molécules de la maille, une vibration A et une vibration B . On constate effectivement, en comparant les nombres du tableau II à ceux obtenus par

les auteurs qui ont étudié le corps fondu, qu'il en est bien ainsi pour les fréquences les plus actives et que le couplage produit des écarts entre les nombres d'ondes $\sigma_A - \sigma_B$ allant de 0 à 15 cm^{-1} , selon les vibrations. On remarque également que les fréquences actives en diffusion le sont aussi en absorption, ce qui montre l'absence de centre de symétrie, puisqu'on vient de voir que les couplages sont efficaces, et confirme la symétrie C_2 .

TABLEAU II.

Diffusion : 234 (A, f), 250 (A, F), 371 (B, m), 377 (A, m), 398 (B, m), 410 (A, F), 514 (f), 539 (A, m), 548 (B, f), 582 (B, f), 614 (B, f), 712 (A + B, F), 763 (A + B, f), 828 (A, m), 833 (B, m), 880 (A + B, f), 1 038 (A + B), 1 142 (A, F), 1 167 (B, m), 1 169 (A, m), 1 200 (A, F), 1 222 (A, m), 1 246 (A, F), 1 340 (A, f), 1 346 (B, f), 1 365 (A, F), 1 414 (B, m), 1 419 (A, F), 1 429 (A, F), 1 437 (B, F), 1 440 (A, F), 1 519 (A + B, m), 1 523 (A, F), 1 567 (A + B, m), 1 608 (B, F), 1 610 (A, F), 1 619 (A + B, m), 3 008 (B, F), 3 029 (A, m), 3 045 (B, F), 3 050 (A, F), 3 067 (A, F), 3 075 (A + B, F).

Absorption : 716 (m), 732 (A, F), 746 (B, F), 815 (A, F), 825 (B, F), 864 (A, F), 868 (B, F), 946 (m), 1 036 (B, F); 1 090 (m), 1 141 (A, F), 1 150 (B, m), 1 200 (A, m), 1 242 (F), 1 298 (F), 1 342 (B, m), 1 423 (B, F), 1 438 (A, F), 1 502 (m), 1 520 (F), 1 554 (B, F), 1 595 (F), 1 616 (m), 1 672 (F), 1 691 (F), 1 806 (F), 2 305 (A, F), 2 408 (B, F), 2 444 (B, F), 3 008 (B, F), 3 029 (A, F), 3 093 (B, F).

6. Spectre des vibrations externes. Il doit se composer de neuf vibrations : trois anti-translations et six vibrations provenant du couplage des trois pivotements principaux de chaque molécule de la maille. Le spectre infrarouge n'a pas été étudié dans la région de ces vibrations. Le spectre Raman des vibrations externes contient 5 raies de nombres d'ondes inférieurs à 100 cm^{-1} , dont aucune n'existe dans le spectre du liquide. Nous avons cherché à les attribuer aux pivotements des molécules (Kastler et Rousset, 1941). Soient $GUVW$ (fig. 2) le

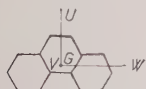


FIG. 2. — Axes d'inertie principaux de la molécule de phénanthrène.

trièdre des axes principaux d'inertie de la molécule. On calcule les moments d'inertie principaux, en $\text{g} \cdot \text{cm}^2$:

$$I_u = 870 \cdot 10^{-40}, \quad I_v = 1\,254 \cdot 10^{-40}, \\ I_w = 384 \cdot 10^{-40}.$$

Les polarisabilités électroniques principales de la molécule $\alpha_u, \alpha_v, \alpha_w$, ont été calculées à partir de celles de la maille. Pour obtenir ces dernières, nous avons appliqué la formule de Lorentz-Lorenz (bien que le champ interne n'ait pas la symétrie cubique)

$$\alpha = \frac{3}{4\pi N} \frac{M}{\rho} \frac{n_\infty^2 - 1}{n_\infty^2 + 2},$$

où M désigne la masse molaire, ρ la masse volumique, N le nombre d'Avogadro, n_∞ l'indice de réfraction de la dernière ligne du tableau I, obtenu par extrapolation sur les courbes $n = f\left(\frac{1}{\lambda^2}\right)$, qui sont des droites. On trouve ainsi que les polarisabilités principales de la maille sont entre elles comme les nombres

$$\alpha_x = 304, \quad \alpha_y = 327, \quad \alpha_z = 450.$$

De là, on passe aux polarisabilités de la molécule par un système d'équations linéaires où interviennent les carrés des cosinus directeurs du tableau III, tirés des données de Basak.

TABLEAU III.

| | U | V | W |
|---|-------------|-------------|-------------|
| X | $\pm 0,503$ | 0,864 | 0 |
| Y | $\mp 0,806$ | 0,500 | $\pm 0,105$ |
| Z | 0,090 | $\mp 0,053$ | $\pm 0,994$ |

Les signes supérieurs et inférieurs se rapportent respectivement aux deux molécules. On trouve ainsi

$$\alpha_u = 398, \quad \alpha_v = 274, \quad \alpha_w = 450.$$

Un calcul semblable à celui de Kastler et Rousset permet d'associer au pivotement autour de chaque axe d'inertie principal de la molécule deux tableaux, qui donnent les carrés des composantes du tenseur de polarisabilité dérivé reliant le moment induit M au champ exciteur E et permettent de prévoir les intensités des raies A et B pour les diverses orientations du cristal.

Les nombres indiqués dans ces tableaux contiennent les produits de combinaisons de cosinus directeurs par $(\alpha_v - \alpha_w)^2$ pour le pivotement autour de GU, etc... Il faudrait encore multiplier chacun d'eux par le carré de l'amplitude du pivotement autour de l'axe correspondant ; mais on ne connaît pas ces grandeurs.

La comparaison des prévisions théoriques qui précèdent avec les données de l'expérience a

TABLEAU IV.

| Pivot GU | | | | Pivot GV | | | | Pivot GW | | | |
|----------|-------|-------|-------|----------|-------|-------|-------|----------|-------|-------|-------|
| A | E_x | E_y | E_z | A | E_x | E_y | E_z | A | E_x | E_y | E_z |
| M_x^2 | 0 | 0 | 270 | M_x^2 | 0 | 0 | 6,5 | M_x^2 | 110 | 0 | 0,4 |
| M_y^2 | 0 | 3,1 | 0 | M_y^2 | 0 | 0,8 | 0 | M_y^2 | 0 | 110 | 0 |
| M_z^2 | 270 | 0 | 3,1 | M_z^2 | 6,5 | 0 | 0,8 | M_z^2 | 0,4 | 0 | 0 |
| B | E_x | E_y | E_z | B | E_x | E_y | E_z | B | E_x | E_y | E_z |
| M_x^2 | 0 | 2,2 | 0 | M_x^2 | 0 | 0,07 | 0 | M_x^2 | 0 | 38 | 0 |
| M_y^2 | 2,2 | 0 | 77 | M_y^2 | 0,07 | 0 | 18 | M_y^2 | 38 | 0 | 1,2 |
| M_z^2 | 0 | 77 | 0 | M_z^2 | 0 | 18 | 0 | M_z^2 | 0 | 1,2 | 0 |

TABLEAU V.

| $OX \parallel Oz$ | Type : | U_A | U_B | V_A | V_B | W_A | W_B |
|-------------------|-------------|-----------|----------|-----------|-----------|-----------|----------|
| | I calc. : | 270 + 0 | 2,2 + 77 | 6,5 + 0 | 0,07 + 18 | 0,4 + 110 | 38 + 1,2 |
| | I obs. : | F | m | 0 | F | m | f |
| | σ : | 60 | 57 | — | 31 | 102 | 85 |
| $OX \parallel Oy$ | Type : | U_A | U_B | V_A | V_B | W_A | W_B |
| | I calc. : | 270 + 3,1 | 2,2 + 77 | 6,5 + 0,8 | 0,07 + 18 | 0,4 + 0 | 38 + 1,2 |
| | I obs. : | F | m | 0 | F | 0 | f |
| | σ : | 59 | 56 | — | 31 | — | 82 |

été faite dans les deux orientations du cristal pour lesquelles les raies A et B sont dans des spectres séparés (cf. 4). Elle est résumée dans le tableau V.

Nous parvenons donc à l'attribution suivante des nombres d'onde des pivotements, en cm^{-1} :

$$W_A = 102, \quad W_B = 85, \quad U_A = 60, \quad U_B = 57, \\ V_A = ?, \quad V_B = 31.$$

L'intensité de la raie 31 cm^{-1} est plus forte que ne l'indique le calcul. Mais il faut remarquer que les nombres du tableau IV doivent être multipliés, pour chaque pivot, par le carré de l'amplitude du pivotement correspondant. Si

l'on admet l'équipartition de l'énergie, cela conduit à multiplier l'intensité calculée pour la vibration 31 cm^{-1} par un facteur environ quatre fois plus grand que l'intensité de la vibration 60 cm^{-1} , ce qui est plus voisin de la réalité.

Les nombres d'ondes observés se classent dans l'ordre inverse des moments d'inertie, ce qui s'accorde avec les prévisions générales (Kastler et Rousset, 1941). Les couples de rappel, proportionnels au produit $I\nu^2$ du moment d'inertie par le carré de la fréquence $\nu = 3 \cdot 10^{10} \text{ s}^{-1}$, ont pour valeur moyenne $\overline{I\nu^2} = 24 \cdot 10^{-14} \text{ C. G. S.}$. Cette valeur se place assez bien sur la courbe $\overline{I\nu^2} = f(T_f)$ où T_f désigne la température de fusion (Fruhling, 1951).

BIBLIOGRAPHIE

- BARET, HERING, PICHAT et THOMERET (1951). — Rapp. C. E. A., Fr., n° 74.
 BASAK (1950). — *Indian J. Phys.*, 24, 309.
 BERNAL et CROWFOOT (1935). — *J. Chem. Soc., G. B.*, 93.
 CABANNES (1940). — *C. R. Acad. Sci., Paris*, 211, 625.
 FRUHLING (1951). — *Ann. Phys., Fr.*, 6, 474.
 KASTLER et ROUSSET (1941). — *J. Phys. Radium*, Fr., 2, 49.
 LAMBERT et LECOMTE (1932). — *Ann. Phys., Fr.*, 18, 329.
 MAGAT (1937). — *Tables Ann. Constantes*, 15, 106.

Un nouveau gisement de narsarsukite

(Identification d'un minéral dénommé provisoirement « gouréite »

par A. Lacroix en 1934).

PAR E. JÉRÉMINÉ ET M. CHRISTOPHE-MICHEL-LÉVY.

Laboratoires de Minéralogie de la Sorbonne et du Muséum, Paris.

Résumé. — Présence de narsarsukite $\text{Na}_2(\text{Ti, Fe})\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{O, OH, F})$ dans un microgranite hyperalcalin de la région de Gouré (Soudan) (gouréite). Historique et comparaison avec les autres gisements connus de ce minéral. Le nom de gouréite est à rejeter.

La narsarsukite n'avait été signalée jusqu'à présent que dans trois gisements.

1° Le gisement initial se trouve à Narsarsuk, au Groenland, à 100 km d'Igalico. Les formations pegmatitiques de cette région, composées de quartz, microcline, albite et ægyrine, sont caractérisées par sa présence constante. Elle y est accompagnée par le graphite, l'elpidite, l'épididymite et par une variété assez rare de polyolithionite (tainiolite). Connue dans ce gisement depuis longtemps (Jessen, 1894, Flink, 1897), elle a été décrite minutieusement par Flink en 1901, qui lui a donné son nom. Nous retenons de son étude ce qui en est resté intact après d'autres recherches dont ce minéral fut l'objet ensuite.

C'est un minéral quadratique, optiquement positif, à clivages parfaits suivant deux directions perpendiculaires, de couleur jaune miel, incolore en plaque mince. L'analyse chimique effectuée par Christensen a permis à Flink de lui donner la formule $\text{Ti}_2\text{Si}_{12}\text{O}_{22}\text{Na}_6\text{FeF}$.

Gossner et Strunz (1932) ont mesuré ses paramètres aux rayons X et ont choisi une orientation du cristal qui diffère de celle de Flink par une rotation de 45° autour de l'axe c , de sorte que les clivages sont parallèles à (010) et (100). Ils ont recalculé, en se basant sur la même analyse, la formule chimique qui est devenue $\text{Na}_2\text{Ti}(\text{Si}_4\text{O}_{11})$ avec remplacement isomorphique partiel par $\text{Na}_2\text{Fe}(\text{Si}_4\text{O}_{10}\text{F})$.

Warren et Amberg (1934) sont arrivés aux mêmes résultats dans leur « X Ray study of narsarsukite » et lui ont prêté la formule $\text{Na}_2(\text{Ti, Fe})\text{Si}_4\text{O}_{11}$. Enfin, Böggild (1953) a résumé toute la littérature et ajouté dans une note infrapaginale qu'il vaut mieux admettre les indices de réfraction indiqués par Larsen : 1,630 et 1,609. Il remarqua que la narsarsukite cristallise en présence de quartz.

2° Le second gisement étudié se trouve au cap Turja, presque île de Kola. Belyankin (1949) a reconnu la narsarsukite dans un échantillon qu'il possédait depuis plusieurs années sans pouvoir l'identifier. Le minéral se trouve dans un quartzite injecté par une syénite alcaline. Il a pour indices 1,650 et 1,612, donc une biréfringence de 0,038.

3° Le troisième gisement se trouve au Montana : Sage Creek et deux autres localités dans le même massif. D'après Stewart (1959), la narsarsukite existe dans les taches et filonnets pegmatitiques développés dans une roche hybride bréchique, à ægyrine, orthose, albite. Le minéral est associé à la pectolite manganésifère, à la galène, au quartz et à la calcite. Les veines quartzzeuses, recoupant les roches environnantes, ne contiennent pas de narsarsukite. L'étude optique et le diagramme de rayons X de poudre confirment l'identité du minéral qui est plus intensément coloré et plus biréfringent

que le type du Groenland, probablement à cause de sa plus forte teneur en titane.

Narsarsukite de Gouré

Par ailleurs, A. Lacroix mentionnait pour la première fois en 1905 la présence d'un minéral inconnu dans un microgranite alcalin de Gouré, rapporté par la mission Moll, chargée de la déli-

Le microgranite qui le contient est hyperalcalin (agpaitique). Les minéraux ferro-sodiques, ægyrine et riebeckite (bleu très foncé), forment des pseudo-phénocristaux aux contours nets mais criblés d'inclusions de petits grains de quartz et de feldspaths. On y trouve un minéral jaune pâle à l'œil nu, riche également en inclusions qui ne dépasse pas 2,5 mm. On peut le

Narsarsukite.

| | Groenland | Montana | | Microgranite de Gouré |
|--|----------------|-----------------|-------------|-----------------------|
| | | Halfbreed creek | Sage creek | |
| SiO ₂ | 61,63 | 62,30 | | 75,10 |
| Al ₂ O ₃ | 0,28 | 0,32 | | 9,84 |
| Fe ₂ O ₃ (+ FeO).... | 6,30 | 3,46 | | 2,76 |
| | | | | FeO 1,76 |
| TiO ₂ | 14,00 | 16,80 | | 0,18 |
| MgO..... | 0,24 | 0,46 | | 0,54 |
| MnO..... | 0,47 | | | |
| CaO..... | | 0,18 | | 0,50 |
| Na ₂ O..... | 16,12 | 15,31 | | 4,44 |
| K ₂ O..... | | 0,41 | | 4,49 |
| F..... | 0,71 | 0 | | |
| H ₂ O..... | 0,29 | | | 0,50 |
| | 100,04 | 99,24 | | 100,11 |
| | | | | narsarsukite |
| n_g | 1,630 incolore | 1,653-1,655 | 1,658-1,662 | 1,632 ± 0,002 |
| | | jaune miel | | |
| n_p | 1,609 incolore | 1,608-1,612 | 1,610-1,614 | 1,610 ± 0,002 |
| | | incolore | | |
| $n_g - n_p$ | 0,021 | 0,041-0,046 | 0,049 | 0,022 |
| a_0 (Å)..... | 10,78 | 10,74 | 10,720 | |
| c_0 (Å)..... | 7,99 | 7,90 | 7,948 | |
| | Gossner | Warren | | |
| | Strunz | Amberg | | |

mitation de la frontière du Sokoto (Soudan). Il indiquait seulement que c'était un minéral incolore, biaxe positif, à angle 2V très petit. G. Garde reprenant l'étude de ce minéral dans sa thèse (1910), le désigna comme uniaxe « négatif » et déclara qu'il ne peut être comparé à aucune espèce connue. Il indiqua la position géographique et géologique des roches dans lesquelles il se trouve. La petite région naturelle de Mounio, située à une centaine de kilomètres à l'est de Zinder, est constituée principalement par les microgranites alcalins. C'est dans la partie NE de ce massif, près du poste de Gouré que se trouve le nouveau gisement du minéral inconnu (1).

(1) M. P. Picot nous a communiqué récemment des échantillons identiques de la même région, recueillis par M. R. Black, géologue au B. R. G. M.

voir nettement avec une forte loupe sous un violent éclairage. Il apparaît alors en empilement dense et régulier de petites tablettes jaunes ayant un clivage perpendiculaire à l'aplatissement (fig. 1). P. Gaubert avait mesuré par immersion les indices de ce minéral :

$$n_g = 1,632 ; n_p = 1,610 \pm 0,002 ;$$

$$\text{sa biréfringence} : 0,022.$$

A. Lacroix (1934) avait reculé devant l'impossibilité d'analyser ce minéral tellement riche en inclusions. En outre, l'ayant désigné par une erreur inexplicable comme négatif (confiance en la détermination de Garde ?) il n'avait pas pensé à le comparer à la narsarsukite. Il avait conclu que c'était un minéral inconnu et l'avait dénommé « provisoirement » : « gouréite ».

Nous avons pensé à la narsarsukite en nous basant sur les propriétés optiques et sur cet empilement extraordinaire des lamelles, très spectaculaire dans les échantillons du Groenland. Mais seules, les techniques modernes ont permis de l'identifier avec précision. Pour obtenir le

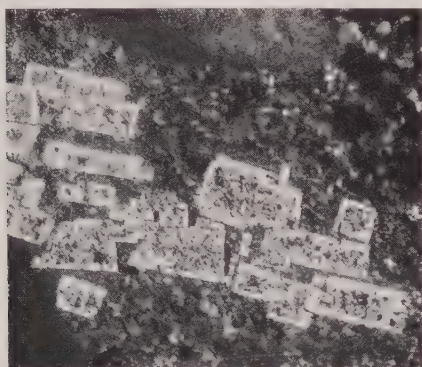


FIG. 1. — N + \times 56 Empilement de tablettes de narsarsukite riches en inclusions.

diagramme de rayons X, on a prélevé quelques fragments du minéral contenus dans une plaque mince (Γ 43 de la collection du MNHN). Le diagramme a donné de nombreuses raies ponctuées superposables aux raies du diagramme de poudre témoin, obtenu sur la narsarsukite du gisement type du Groenland. On aperçoit en outre les

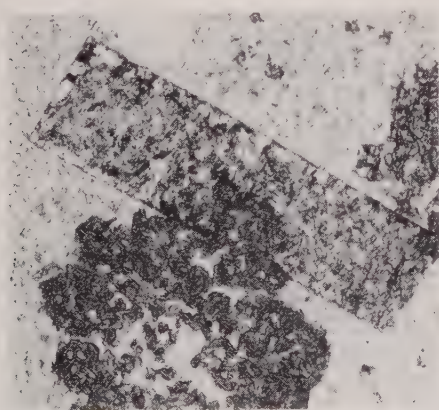


FIG. 2. — L.N. \times 86. Cliché A. Lacroix.
Un cristal très développé de narsarsukite associé à la riebeckite.

raies principales du quartz, quelques raies de feldspaths, minéraux inclus dans la narsarsukite.

D'après les indices, la biréfringence, l'absence du polychroïsme, la narsarsukite de Gouré se rapproche plus de celle du Groenland que de celle du Montana. Étant donnée la richesse en titane de ce minéral, nous avons fait un essai microchimique sur un fragment de plaque mince dépourvu d'ægryrine et de riebeckite, et avons facilement décelé la présence de Ti. Pourtant l'analyse chimique du microgranite soudanais n'est pas plus riche en titane que les autres microgranites agpaïtiques qui en contiennent généralement de 0,2 à 0,6 %.

Nous avons revu les plaques minces de granites, microgranites, rhyolites de la région du Zinder-Tchad et de l'Air (confins du Soudan

Diagramme de Debye-Scherrer.

I. Échantillon Γ 43 (Muséum d'Histoire Naturelle) de narsarsukite du microgranite de Gouré, Soudan.

II. Échantillon de narsarsukite du Groenland (1).

| I | | II | |
|------------------|-------|----------------|-------|
| I | d | I | d |
| tf | 7,8 | f | 7,6 |
| tf | 6,4 | — | — |
| i | 5,36 | i | 5,4 |
| m | 4,25 | — | — |
| m | 4,02 | m | 4,05 |
| i | 3,99 | i | 3,96 |
| f | 3,81 | m | 3,77 |
| f | 3,66 | — | — |
| i | 3,34 | i | 3,36 |
| m | 3,26 | i | 3,25 |
| m | 3,19 | — | — |
| f large | 2,95 | — | — |
| f | 2,57 | i | 2,56 |
| f | 2,52 | i | 2,51 |
| tf | 2,46 | — | — |
| tf | 2,32 | f | 2,31 |
| tf | 2,28 | — | — |
| f | 2,12 | — | — |
| m | 1,975 | m | 1,978 |
| tf | 1,924 | f | 1,921 |
| tf | 1,884 | f | 1,884 |
| tf | 1,849 | f | 1,852 |
| m | 1,816 | — | — |
| f | 1,783 | m | 1,781 |
| m | 1,666 | m | 1,662 |
| m | 1,539 | — | — |
| i : intense | | q : quartz | |
| m : moyen | | fd : feldspath | |
| f : faible | | | |
| tf : très faible | | | |

(1) Les raies les plus faibles du diagramme de narsarsukite n'apparaissent pas dans I et ne sont donc pas signalées dans II.

et du Sahara) et ne l'avons retrouvé que dans un microgranite à riebeckite et fluorine de l'Aïr, déjà vu par A. Lacroix (*loc. cit.*, p. 315) où il est très abondant mais en cristaux encore plus petits.

La narsarsukite a été signalée jusqu'ici dans des taches et filonnets pegmatitiques de roches

alcalines agpaïtiques quartziques. Dans la presqu'île de Kola, elle se trouve dans un quartzite, mais injecté par une syénite alcaline. Dans nos deux gisements de microgranites alcalins, elle accompagne l'égryrine et la riebeckite auxquelles elle est postérieure. Elle se forme dans un milieu résiduel riche en silice, soude et titane.

BIBLIOGRAPHIE

- BELYANKIN, D. S. et VLODAVETZ, V. I. (1949). — *C. R. Acad. Sci., U. R. S. S.*, 67, 133.
 BOGGILD, O. B. (1953). — *Medd. Gronland, Danm.*, 149, n° 3, 318.
 FLINK, G. (1901). — *Medd. Gronland, Danm.*, 24, 9.
 GARDE, G. (1910). — *Description géologique des régions situées entre le Niger et le Tchad et à l'E et au NE du Tchad*. Thèse, Clermont-Ferrand.
 GOSSNER, B. et STRUNZ, H. (1932). — *Z. Kristallogr., Dtsch.*, 82, 150.
 GRAHAM, W. A. P. (1935). — *Amer. Mineral.*, 20, 598.

- LACROIX, A. (1905). — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 140, 22.
 LACROIX, A. (1934). — *Mémoires Acad. Sci.*, Paris, 61, 318.
 STEWART, D. B. (1959). — *Amer. Mineral.*, 44, 265.
 WARREN, B. E. et AMBERG, C. R. (1934). — *Amer. Mineral.*, 19, 546.

Ce travail est publié avec l'approbation du Comité de Nomenclature qui s'est réuni le 12 janvier 1961, conformément aux décisions du Conseil d'administration (séances du 12 juin 1952 et du 21 mai 1953).

Bull. Soc. franç. Minér. Crist.

(1961). LXXXIV, 194-98.

Étude de la radioactivité des eaux thermales et des roches de la région de Lamalou et de Bédarieux (Hérault)

PAR M. GESLIN ET P. URBAIN,

Institut d'Hydrologie et de Climatologie, Paris.

Résumé. — Cette région, située à l'extrémité orientale de la montagne Noire, permet d'intéressantes comparaisons entre les teneurs en radium et en thorium de formations qui s'échelonnent de l'Antécambrien au Quaternaire (avec de nombreuses lacunes, naturellement). D'autre part, la radioactivité des eaux thermales de Lamalou donne à penser que l'extraction géochimique du radium des roches anciennes se poursuit encore, mais que celle du thorium est pratiquement achevée.

Les sources chaudes de Lamalou sont connues et utilisées depuis des siècles, et probablement depuis l'époque gallo-romaine. Elles sont situées à l'extrémité orientale de l'axe (dirigé de l'Ouest-Sud-Ouest à l'Est-Nord-Est) de la montagne Noire, vaste unité géologique que l'Albigeois et le Rouergue raccordent au Massif Central.

Les roches qui constituent la montagne Noire sont fort anciennes : elles s'échelonnent en effet de l'Antécambrien au Carbonifère. On connaît assez exactement l'âge des dernières formations carbonifères, évalué à 180 ou 190 millions d'années. Par contre, il est plus difficile de préciser celui des formations antécambriennes :

Quelques géologues ont pensé que la montagne Noire était restée émergée au sein du large bras de mer qui a relié le bassin d'Aquitaine à la région méditerranéenne pendant toute la période jurassique ; telle est en particulier l'opinion d'Abrard (1948). Toutefois, il est certain que l'extrémité est du massif de l'Espinouze, qui coïncide avec l'axe indiqué un peu plus haut, a bien été submergée par le Trias, le Lias et une partie du Jurassique. La preuve en est donnée

La plus longue de ces failles, que Geze (1949) a appelée *faille des Aires*, sert de limite méridionale au bassin de Bédarieux. Il est probable qu'elle se prolonge assez loin vers l'Est, en

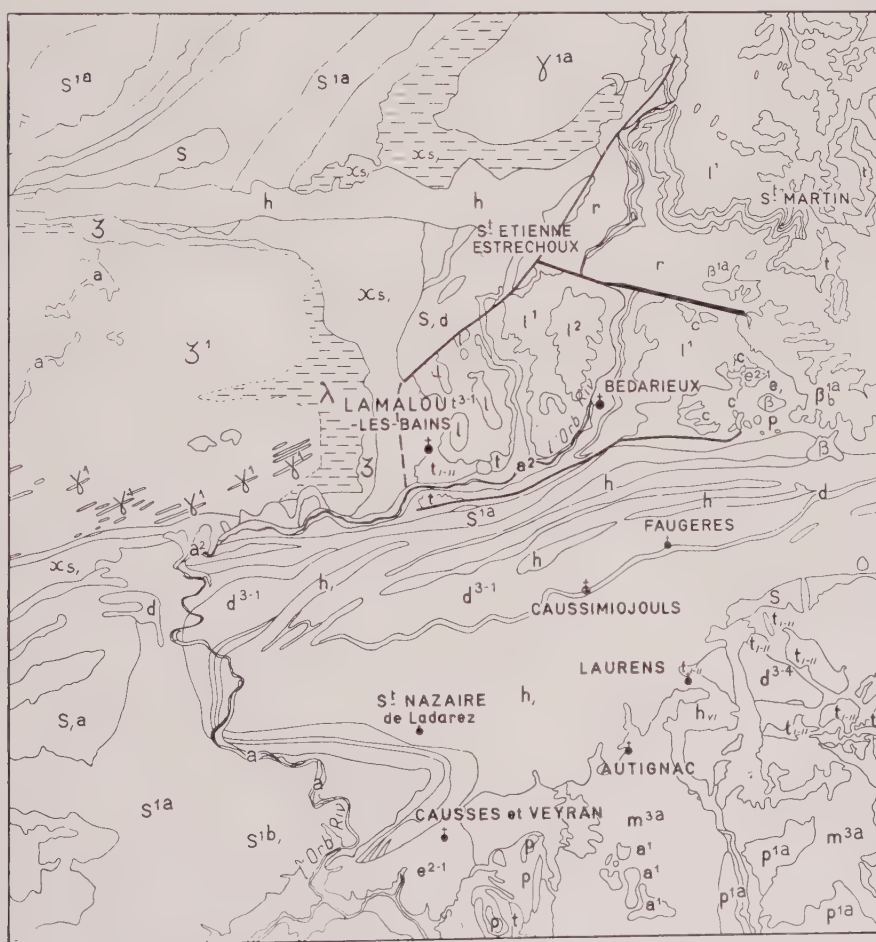


FIG. 1. — Carte géologique sommaire de la région de Lamalou et Bédarieux.

direction de la vallée de l'Hérault, mais elle est rapidement masquée par des dépôts d'âge pliocène et par les témoins de la grande coulée de basalte quaternaire qui, descendant d'Auvergne, a atteint la Méditerranée. Au-delà de la faille des Aires, en direction du Sud, il existe un important faisceau de plis ayant affecté des formations du Silurien, du Dévonien et du Carbonifère ; il a certainement contribué à dévier vers l'Ouest le cours de l'Orb, et il est possible qu'il facilite encore, en tant qu'obstacle subvertical, la remontée des eaux thermales dans le vallon de Lamalou.

Au Nord, le bassin de Bédarieux est limité par deux accidents importants, les *failles du Mas Blanc et du Bousquet*, qui font entre elles un angle assez prononcé, la première venant buter sur la seconde à Bousague, près de Saint-Étienne-Estrechoux.

La limite ouest du bassin pose un problème : est-elle marquée par une faille qui prolongerait celle du Bousquet avec une légère inflexion vers le Sud, comme Gèze n'a pas hésité à l'admettre, ou n'existe-t-il qu'un amincissement progressif du Trias inférieur, reposant (d'une manière assez chaotique, sans doute) sur la surface du métamorphique ancien ? Dans l'incertitude, la faille de Gèze a été indiquée en traits interrompus sur la figure 1, mais plusieurs observations permettent de penser qu'elle existe effectivement.

Par exemple, on peut voir à l'ouest de Lamalou une falaise entaillant le coteau de l'Uslade dans les schistes anciens à sérécite (Xs'). Au pied de cet escarpement, le Trias multicolore affleure avec un pendage qui indique un relèvement tectonique très net. Au contraire, sur le versant opposé du vallon de Lamalou, les formations du Trias et du Lias sont restées horizontales. Cela n'exclut pas, d'ailleurs, que l'ensemble du bassin n'ait été morcelé par des failles secondaires. Ainsi, à Bédarieux même, on voit dans une autre falaise (formée ici par les calcaires plus ou moins argileux ou siliceux du Lias inférieur), une flexure dissymétrique des strates le long d'une cassure verticale très nette, mais sans rejet appréciable (fig. 2).

Dans l'ouvrage qu'il avait consacré en 1899 aux sources thermominérales, Louis de Launay, très attaché aux théories métallogéniques, avait insisté sur la relation unissant l'émergence des sources de Lamalou à des filons de quartz renfermant des minéraux sulfurés du plomb, du cuivre et du fer, ainsi que de la barytine, l'arsenic et le strontium pouvant être présents : « C'est

l'un des exemples les plus souvent cités de formation de minéraux filoniens contemporains », concluait-il. Nous serions moins affirmatifs aujourd'hui, car l'analyse spectrographique, appliquée aux eaux de Lamalou, n'a pas montré que les oligo-éléments présents, pourtant nombreux, y étaient *quantitativement* abondants. D'autre part, si quelques-uns des filons cités par de Launay ont traversé, non seulement les schistes à sérécite, mais aussi le Trias inférieur, on ne saurait en inférer que leur remplissage et



FIG. 2. — Flexure dissymétrique dans les calcaires argileux et siliceux du lias inférieur, à Bédarieux.

leur minéralisation se poursuivent encore, comme l'emploi du mot « contemporain » pourrait le laisser croire. Enfin, les phénomènes de précipitation qu'on observe aisément aux sources de Lamalou-le-Bas n'évoquent pas la genèse des gîtes métallifères du type filonien, mais celle des concrétions pisolithiques.

Une carte géologique à l'échelle du 1/20 000^e, établie à la fin du siècle dernier par un auteur inconnu, place toutes les sources de Lamalou dans les schistes anciens, mais au voisinage immédiat de l'affleurement du Trias ; en réalité, c'est dans ce dernier que la plupart des griffons de Lamalou-le-Bas, et notamment ceux du *groupe de l'Uslade*, ont été atteints par un réseau de galeries exécuté entre 1850 et 1860. Dès cette époque, on distinguait déjà les trois quartiers de Lamalou-le-Haut, Lamalou-le-Centre et Lamalou-le-Bas, alignés du nord au sud le long du torrent qui descend du col de Sénas, dans le massif de l'Espinouse-Carous, et vient se jeter dans l'Orb un peu en aval du hameau de la Vernière. Il existe d'ailleurs sur la rive gauche de l'Orb une source froide portant le nom de « Vernière », que ses caractères analytiques et sa

teneur en radium et radon permettent de rattacher à l'aire hydrogéologique d'émergence de Lamalou, en dépit de sa température et de sa position. Entre la source « Carrière », la plus septentrionale, et la source « Vernière », la distance est d'environ 2 600 m. Aucun des points d'émergence de Lamalou, qu'il s'agisse de forages ou de griffons atteints par des galeries, n'est éloigné de plus de 150 à 200 m de l'alignement ainsi défini.

Pour compléter cette description, il faut rappeler l'existence d'importants gisements de bauxite rouge ou grise à l'est du bassin d'effondrement, entre Bédarieux et Carlencas. On avait cru que ce minerai représentait le résidu de la disparition partielle, par dissolution, des dolomies d'âge liasique et jurassique sur lesquelles il repose le plus souvent. Il est possible qu'une étude de détail conduise à modifier cette manière de voir, car la bauxite recouvre également, çà et là, les dépôts alluvionnaires de la fin du Tertiaire. Toutefois, ce n'est pas la genèse des bauxites du bassin de Bédarieux qui retiendra notre attention, mais leur teneur en éléments radioactifs.

Dans ce but, l'un de nous a procédé à une étude des teneurs en radium et en thorium des roches et des dépôts les plus divers de la région, ainsi que de l'eau des sources de Lamalou-les-Bains.

Les résultats obtenus sont réunis dans le tableau I : l'opposition existant entre les teneurs

en radium et thorium de la bauxite rouge de la Braunhe, à l'extrémité orientale du bassin de Bédarieux et de la dolomie liasique de Notre-Dame de Capimont, est grande. Dans 1 g de cette bauxite rouge, il a été trouvé, en moyenne, 9 millièmes de microgramme de radium (1 microgramme par gramme = 1 ppm, soit une partie par million) et 53,1 microgrammes de thorium, alors que 1 g de dolomie ne renfermait que 0,45 millièmes de microgrammes de radium, et aucune trace mesurable de thorium. Il y a donc eu concentration très intense des deux éléments radioactifs dans la bauxite, et il est assez paradoxal de faire venir le radium et le thorium de la dolomie qui en contient si peu, surtout si l'on tient compte du fait que ses affleurements n'occupent qu'une superficie limitée à quelques kilomètres carrés.

Pour expliquer cette concentration des radioéléments dans la bauxite, et notamment dans la bauxite rouge, il était naturel de rechercher dans la région des roches dont la teneur originelle en ces éléments soit nettement supérieure à celle de la dolomie de Notre-Dame de Capimont, et dont les affleurements pouvaient avoir offert une grande surface aux phénomènes d'altération et d'érosion. C'est évidemment vers les roches anciennes que nous devions nous tourner, le massif de l'Espinouse couvrant, entre le sommet (1 126 m) et le vallon de Lamalou, 130 km² environ, dont 105 à 110 de gneiss. Les mesures ont montré que cette dernière roche pouvait

TABLEAU I.

Teneur en radioéléments des roches et minerais de la région de Bédarieux.

| NATURE ET LOCALITÉ | RADIUM 10 ⁻¹² g par g | THORIUM 10 ⁻⁸ g par g |
|--|-------------------------------------|-------------------------------------|
| Dolomie, Notre-Dame de Capimont | 0,45 | 0,0 |
| Bauxite grise, Bédarieux | 1,35 | 0,75 |
| Bauxite rouge, la Braunhe | 9,0 | 5,31 |
| Granite, gorges d'Héric, rive gauche, 3 km en amont de la route de Colombières à Tarassac | 7,4 | 0,0 |
| Granite altéré, gorges d'Héric, rive droite, 100 m en aval du pont des Soupirs | 8,0 | 0,39 |
| Gneiss, Colombières | 0,72 | 2,9 |
| Gneiss, sommet ouest du mont Caroux | 0,29 | 2,5 |
| Gneiss, sommet de l'Espinouse, virage à 1 122 m, sur le chemin con- duisant au Vialais et à Héric | 1,93 | 3,5 |
| Schiste à séricite, Lamalou | 0,84 | 4,3 |
| Basalte, près du cimetière de Carlencas | 0,83 | 1,2 |

TABLEAU II.

Radioactivité de l'eau des sources thermales de Lamalou.

| NOM DES SOURCES | RADIUM 10^{-12} g/kg H ₂ O | RADIUM 10^{-12} g/g rés. sec | MsTh I 10^{-12} g/kg H ₂ O |
|---|--|-----------------------------------|--|
| Ussade..... | 21,45 | 14,5 | 0,02 |
| Bourgès. | 5,12 | 5,45 | néant |
| Émergence jaillissante | 20,25 | 13,15 | 0,01 |
| Forage du Thermal. | 4,25 | 5,75 | néant |
| La Vernière..... | 19,88 | 14,05 | 0,03 |
| Dépôt du trop-plein de l'Ussade | | 20,54 | 0,024 |

TABLEAU III.

Éléments décelés spectrographiquement dans l'eau des sources de Lamalou.

Ussade : Al, Cu, Ge, Gl, Pb, Zn, Zr.

Émergence jaillissante : Ag, Al, Cu, Cr, Ge, Gl, Ni, Pb, Va, Zn, Zr.

Forage du Thermal : Ag, Al, Cu, Cr, Ge, Gl, Ni, Pb, Va, W, Zn, Zr.

renfermer jusqu'à 1,92 millionième de microgramme et 3,5 microgrammes de thorium par gramme. De leur côté, les dykes granitiques des gorges d'Héric, tous plus ou moins atteints par l'altération, contiennent jusqu'à 8 millionièmes de microgramme de radium par gramme ; par contre, leur teneur en thorium est beaucoup plus faible (8 fois moins environ) que celle du gneiss qui les encaisse.

On notera que, de nos jours, le dépôt à pisolithes recueilli au trop-plein des sources de

l'Ussade, à Lamalou-le-Bas, est relativement très riche en radium-élément, puisqu'il en contient environ 10,6 millionièmes de microgramme par gramme de produit sec, tandis que sa teneur en thorium (0,024 microgramme par gramme) est 100 à 150 fois plus faible que celle des gneiss cités un peu plus haut. Il est donc possible que l'extraction du radium des roches anciennes par voie hydrothermale se poursuive encore, alors que celle du thorium semble, sinon terminée, du moins beaucoup plus avancée.

BIBLIOGRAPHIE

ABRARD, R. (1948). — *Géologie de la France*, Payot, Paris.

GÈZE, B. (1949). — *Mém. Soc. géol. Fr.*, 2^e série, 29, n° 62.

HOLMES, A. (1947). — *Trans. geol. Soc. Glasgow*, 11, 117.

DE LAUNAY, L. (1899). — *Recherche, captage et aménagement des sources thermominérales*, Baudry et C^{ie}, Paris.

COURTES NOTES

Bull. Soc. franç. Minér. Crist.

(1961). LXXXIV, 199-200.

Détermination graphique des indices de réfraction correspondant à une onde plane d'orientation quelconque dans un cristal biaxe

PAR H. SAUCIER,

Laboratoire de Minéralogie et Pétrographie de la Faculté des Sciences de Strasbourg.

Je rappellerai tout d'abord la solution dans le cas d'un cristal uniaxe. Supposons par exemple le cristal positif

$$n_e = n_g, n_o = n_p$$

Si la normale à l'onde considérée fait l'angle α avec l'axe optique, les indices cherchés sont n_p et n'_e avec

$$n'_e = \frac{n_g n_p}{\sqrt{n_g^2 \cos^2 \alpha + n_p^2 \sin^2 \alpha}}.$$

On trouve des abaques donnant $(n'_e - n_p)$ en fonction de n_p , $(n_g - n_p)$ et de α (voir celui donné par W. E. Troger, 1956 d'après H. Schumann, 1941, ou encore celui donné par C. Burri, 1950 d'après R. C. Emmons, 1929).

Dans le cas d'un cristal biaxe, si la normale à l'onde est contenue dans un des plans de symétrie de l'indicatrice on peut encore utiliser les mêmes abaques. Pour le cas général H. Tertsch a proposé (1942) une méthode qui fait intervenir la construction d'une ellipse, connaissant l'orientation de ses axes, et deux rayons vecteurs. Étant donnée la faible différence existant entre les axes de cette ellipse, il est assez difficile de rendre précise cette construction qui est d'ailleurs assez longue.

La solution que je propose est la suivante : à l'aide du diagramme de Wulff on construit une projection stéréographique, en prenant comme plan de projection un plan perpendiculaire à n_g (fig. 1). Soit N le pôle de l'onde plane considérée. Cherchons d'abord les directions de vibration V_1 et V_2 qui lui correspondent, en utilisant comme

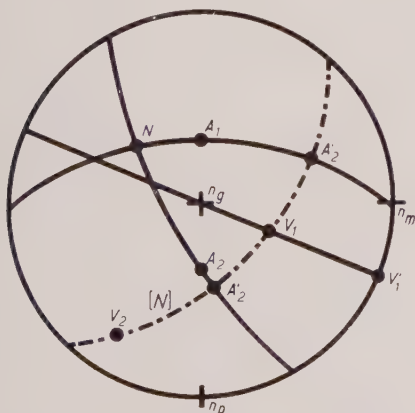


FIG. 1. — Construction de Fresnel en projection stéréographique. (Sur l'arc de cercle NA_1 lire A'_1 au lieu de A'_2 .)

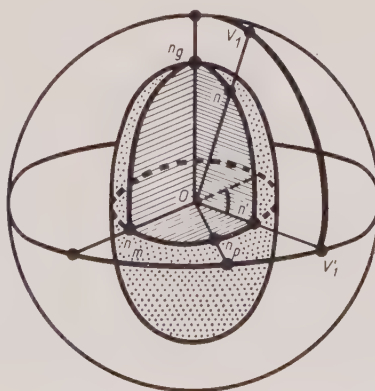


FIG. 2. — Section de l'indicatrice montrant les deux ellipses utilisées, respectivement d'axes $2 n_m$ et $2 n_p$, $2 n_g$ et $2 n'$.

H. Tertsch la construction de Fresnel. Projétons les axes optiques A_1 et A_2 sur le plan d'onde ; le grand cercle passant par N et A_1 coupe le grand cercle [N] dont N est le pôle en A'_1 . On obtient de même la projection A'_2 de A_2 . Les traces des vibrations V_1 et V_2 sont situées sur le grand cercle [N]. Elles sont bissectrices intérieure et extérieure des projections A'_1 et A'_2 des axes optiques.

Traçons maintenant le grand cercle passant par n_g et V_1 ; soit V'_1 le point où il coupe l'équateur. Dans l'indicatrice ce grand cercle correspond (fig. 2) à une ellipse ayant pour grand axe $2 n_g$ et

pour petit axe $2 n'$. L'indice correspondant à la vibration V_1 est donné par n , intersection de OV_1 avec l'ellipsoïde. Considérons maintenant l'ellipse ayant $2 n_g$ et $2 n_m$ comme axes. L'utilisation des abaques de Schumann donne immédiatement la valeur du rayon vecteur n' , dont on a déterminé sur le diagramme l'angle avec n_m .

Le même abaque utilisé avec l'ellipse d'axes $2 n_g$ et $2 n'$ donne la valeur de n qui est l'indice cherché.

On obtiendra de la même façon l'indice correspondant à V_2 .

BIBLIOGRAPHIE

- BURRI, C. (1950). — *Das Polarisationsmikroskop*, 1 vol., Bâle.
 EMMONS, R. C. (1929). — *Amer. Mineral.*, 14, 441.
 SCHUMANN, H. (1941). — *Chem. d. Erde*, Dtsch., 13, 353.

- TERTSCH, H. (1942). — *Z. Kristallogr.*, Dtsch., 104, 446.
 TROGER, W. E. (1956). — *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*, Teil 1, 2^e éd., Stuttgart.

Bull. Soc. franç. Minér. Crist.

(1961). LXXXIV, 200-1.

Dispositif monoculaire pour le microscope polarisant permettant l'examen simultané en lumière parallèle et en lumière convergente

PAR P. BORDET,

Laboratoire de Minéralogie, Institut Catholique, Paris.

L'idée qui a présidé à la réalisation de ce dispositif est l'association d'un oculaire classique avec le diaphragme percé d'un trou que l'on utilise pour examiner les figures de lumière convergente dans le microscope polarisant (oculaire de Zapski).

L'oculaire utilisé est un oculaire négatif classique de Huygens. On sait que cet oculaire est constitué par deux lentilles plan-convexe situées de part et d'autre du réticule.

Il n'était pas question de percer les lentilles : la solution retenue est de tailler sur le pôle de la face convexe de chacune d'elles une facette plane qui la transforme localement en une lame à faces parallèles (1). De cette manière, la figure de lumière con-

vergente qui se forme dans le plan focal arrière de l'objectif est visible au milieu d'une tache noire qui occupe le centre de l'oculaire. Le réticule peut être maintenu sans inconvénient. Il y a avantage à utiliser un oculaire à grand champ de manière que la partie cachée par la figure de lumière convergente soit relativement aussi peu importante que possible dans le champ de l'oculaire.

La figure de lumière convergente est évidemment petite mais bien contrastée.

Le dispositif présente plusieurs avantages. D'abord on est sûr que la figure de lumière convergente correspond exactement à la partie de la préparation qu'elle cache. Il n'y a donc pas de risque d'erreur, même dans le cas de très petits cristaux. Avec l'objectif $\times 60$ la partie cachée correspond à un cercle de 0,04 mm de diamètre. On peut aisé-

1. Travail exécuté à l'École d'Optique de Paris par M. Horoux.

ment obtenir des figures sur des cristaux mesurant cette dimension.

Ensuite, les éléments cristallins visibles en lumière naturelle sont directement comparables à ceux qui sont visibles en lumière convergente. On peut en tirer des conclusions intéressantes sur leurs positions réciproques.

Enfin, il n'y a aucune manipulation à faire pour passer de la vision en lumière parallèle à celle

en lumière convergente puisqu'elles sont simultanées.

Les résultats obtenus paraissent souvent plus intéressants que ceux que donne la classique lentille de Bertrand. Jusqu'ici seul un dispositif bino-culaire, dans lequel les deux yeux recevaient des images différentes, présentait des avantages de même ordre pour le travail, mais il était évidemment beaucoup plus coûteux.

BIBLIOGRAPHIE

BORDET P. (1949). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 72, 359.

Bull. Soc. franç. Minér. Crist.

(1961), LXXXIV, 201-2.

Sur la genèse de palygorskite dans un calcaire dolomitique

PAR P. DEMANGEON ET H. SALVAYRE,

Institut de Géologie de la Faculté des Sciences de Montpellier.

Au sud de la Tour-du-Marboré (massif du Mont-Perdu) la barre rocheuse dominant la cote 2748, est constituée par un calcaire dolomitique gréseux du Crétacé terminal. Dans cette barre s'ouvre, en territoire espagnol, la grotte glacée dite « des Isards ».

Au cours d'une exploration spéléologique y a été recueilli (1) un minéral blanchâtre, terne, fibreux, se débitant assez difficilement en pelures papyracées résistantes et évoquant « le carton de montagne » ou *palygorskite*.

A l'examen microscopique ces masses fibrolamellaires, souvent dissociées en filaments flexueux, présentent une faible biréfringence, une extinction à 0° et un allongement positif. Le radiogramme (2) confirme l'identité du minéral en montrant les raies intenses qui caractérisent le groupe argileux de la palygorskite.

On sait que ces silicates magnésiens hydratés peu répandus, peuvent se rencontrer dans des fissures de roches, où ils semblent représenter des produits de décomposition de silicates plus complexes parfois liés à des phénomènes hydrothermaux (Rivière et Munier, 1946). Aucun indice d'une semblable origine ne peut cependant être ici relevé.

La palygorskite entre aussi dans la constitution de certaines formations sédimentaires argileuses lagunaires ou lacustres : dans la mesure où elle

n'y est pas détritique, elle peut alors être attribuée à un remaniement chimique d'autres miné-

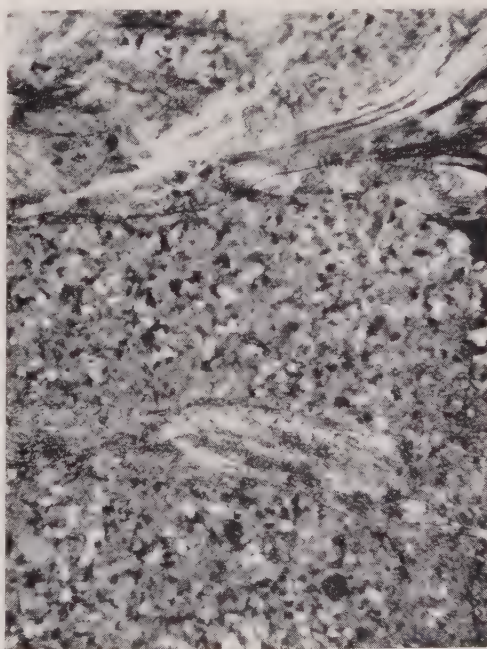


FIG. 1. — Fibres de palygorskite dans le calcaire dolomitique gréseux. — Cliché B. R. G. M. $\times 25$, Nicols croisés

(1) H. Salvayre.

(2) Obtenu au B. R. G. M. par les soins de M. C. Beaumont, directeur scientifique.

raux argileux ou même à une synthèse complète dans le milieu de dépôt sous l'influence possible d'apports magnésiens (A. Rivière, 1946 et G. MilLOT, 1949). La disposition des fibres, indépendante de la stratification, ne permet pas d'admettre ici cette origine proprement sédimentaire.

On est d'ailleurs orienté vers une autre conclusion par les observations suivantes :

La palygorskite, diffuse ou concentrée en veines est dans ce gisement étroitement associée à la roche encaissante. Les divers examens optiques et l'analyse chimique montrent que ce calcaire microcristallin est en grande partie dolomitique

$$\left(\frac{\text{poids de la dolomite}}{\text{poids de la calcite}} = 12,3 \text{ (1)} \right).$$

Les grains de quartz dont il est chargé d'autre

(1) Cette valeur a été déduite des teneurs en Mg et Ca établies au spectrophotomètre par M^{lle} Cancel et M. Plégat (Laboratoire de Chimie de l'Institut de Géologie).

part, et qui constituent la plus grande partie de la fraction insoluble dans l'acide (17 % de la roche), sont remarquables par leur état très corrodé ; le fonds carbonaté les pénètre suivant de profondes indentations et en isole des fragments. Les plagés de palygorskyte, englobant des lambeaux de carbonate, s'insinuent dans cette masse (fig. 1) à laquelle elles paraissent se substituer ; l'épigenèse n'est plus douteuse lorsque des cristaux de dolomite, atteints indépendamment des voisins, sont partiellement remplacés par les fibres.

La palygorskite semble donc être ici en présence des minéraux qui en ont fourni les éléments (magnésie, silice libérée surtout par la corrosion du quartz, alumine des troubles argileux de la dolomite) ; sur le lieu même de cette synthèse qui témoigne d'une évolution tardive du dépôt, elle met en évidence un processus de genèse des silicates magnésiens.

BIBLIOGRAPHIE

MILLOT, G. (1949). — Thèse, Nancy.
RIVIÈRE, A. (1946). — *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5^e sér., 16, 431.

RIVIÈRE, A. et MUNIER, P. (1946). — *Contribution à l'étude des argiles utilisées en céramique*

Bull. Soc. franç. Minér. Crist.
(1961). LXXXIV, 202-3.

Zircon de Mangoro (Madagascar)

PAR Y. BRIÈRE ET C. KURYLENKO,
Laboratoire de Minéralogie-Cristallographie de la Sorbonne.

Les cristaux de zircon de Mangoro (Madagascar) d'un rouge foncé, calcinés à 900° C pendant 4 h, deviennent transparents et restent légèrement colorés. Les caractéristiques cristallographiques de ces zircons sont consignées dans le tableau I.

Nous constatons que le poids de la maille quadratique, renfermant 4 unités formulaires *classiques* (ZrSiO₄) devrait être égal à 733,1 g, tandis qu'on trouve *expérimentalement* 747,6 g. L'excédent de (747,6 — 733,1) = 14,5 g provient du remplacement partiel du Zr par Hf.

La présence du hafnium a été aussi décelée par les spectres d'émission des rayons X (raies L). On en déduit que la quantité de hafnium par maille quadratique est de l'ordre de 0,166 \simeq 1/6 atome. Nos quatre unités formulaires ont donc la *composition statistique* suivante [Zr 3 5/6 + Hf 1/6]. (SiO₄)₄.

La présence du fer (Fe³⁺), selon A. Lacroix, dans

ces zircons n'excède pas 0,05 %, soit $\simeq 2 \cdot 10^{-3}$ atome de Fe par maille.

Nous avons donc la répartition suivante par maille quadratique :

$$\begin{array}{ccc} \text{Zr} & \text{Hf} & \text{Fe} \\ 3 \frac{5}{6} & \gg & \frac{1}{6} > 2 \cdot 10^{-3} : \text{quantitativement.} \end{array}$$

Raies d'émission : très fortes, moyennes, faibles : intensité visuelle.

Il existe en outre de faibles quantités de Al, Mg, Ca, Ti, Ce, Nd et Pb (raies *très* faibles).

Au lieu de déterminer quantitativement le hafnium dans le zircon de Mangoro par des séries de spectres d'émission des rayons X, nous avons suivi une autre voie :

1) La *présence* de Zr, Hf et Fe est décelée par les *spectres d'émission* des rayons X.

2) L'*évaluation quantitative* de Zr et Hf résulte de la détermination du *poids de la maille quadra-*

TABLEAU I.

Caractéristiques du zircon de Mangoro (Madagascar).

| ÉCHANTILLONS | ARÊTES DE LA MAILLE EN Å | | VOLUME $V \text{ Å}^3$ | DENSITÉ MESURÉE $d_{mes.} \text{ g/cm}^3$ | POIDS DE LA MAILLE P g |
|----------------------------|--------------------------|-----------------|---------------------------|---|---------------------------------|
| | a | c | | | |
| Naturel | $6,61 \pm 0,01$ | $5,98 \pm 0,01$ | 261,3 | $4,75 \pm 0,01$ | 747,6 |
| Calciné (4 h à 900° C) ... | $6,53 \pm 0,01$ | $5,93 \pm 0,01$ | 252,2 | $4,91 \pm 0,01$ | 747,8 |

tique (mesure de \vec{a} , \vec{c} et $d_{mes.}$) de ce minéral, ce qui conduit rapidement aux résultats avec une précision de l'ordre du pourcent.

Enfin le tableau I montre que les pertes du poids de la maille quadratique du zircon au cours de la calcination pendant 4 h à 900° C sont négligeables. Ce résultat confirme l'observation effectuée par

A. Damour ⁽¹⁾ en 1864 : « au rouge naissant les pertes du poids des zircons sont peu différentes de zéro... ».

Nous remercions M^{me} Gasperin et M^{lle} Genêt pour leurs aimables aides.

(1) A. Damour. « Note sur la densité des zircons », C. R. Acad. Sci. Paris (1864), 58, 154.

Bull. Soc. franç. Minér. Crist.
(1961). LXXXIV, 203-4.

Sur la détermination des albites, oligoclases et andésines au moyen des sections perpendiculaires à $g^I(010)$

PAR P. BORDET,

Laboratoire de Minéralogie, Institut Catholique, Paris.

Dans une note précédente (Bull. Soc. franç. Minér. Crist., 1952, 75, 391), j'ai rappelé comment au moyen d'une platine théodolite à trois axes, il était possible de déterminer, dans les plaques minces, les feldspaths plagioclases en mesurant l'angle maximum d'extinction dans les sections perpendiculaires à $g^I(010)$, ce plan étant identifié par un clivage ou une face d'association de macle (albite ou Carlsbad).

Cette méthode dérive de celle, absolument classique au microscope polarisant sans platine théodolite, qui cherche à déterminer cet angle par voie statistique et nécessite de ce fait un travail souvent fastidieux pour un résultat peu sûr. La platine théodolite apporte au contraire une grande rapidité ainsi qu'une plus grande précision, ainsi que la possibilité de distinguer la macle de l'albite de celle du péricline, avec laquelle elle pourrait être confondue par suite d'erreur dans l'identification de $g^I(010)$.

Bull. Soc. franç. Minér. Crist., 1961.

Reste pourtant l'indétermination résultant du fait que les plagioclases ayant une composition de 0 à 20 % An ont un angle d'extinction égal à ceux qui ont une composition de 20 à 37 % An.

On lève généralement cette indétermination :

— soit en comparant l'indice du plagioclase avec celui du baume de Canada ; on sait que les indices de l'albite-oligoclase sont inférieurs à celui-ci tandis que ceux de l'oligoclase-andésine sont supérieurs ;

— soit en mesurant le signe optique : les albites-oligoclases (basse température seulement) ont un signe optique positif, les oligoclases-andésine un signe négatif.

J'ai également proposé d'utiliser différentes mesures d'extinction des cristaux présentant simultanément les macles de l'albite et de Carlsbad.

Tous ces procédés présentent le même inconvénient : pour des raisons diverses, ils ne sont prati-

quement pas applicables pour les cristaux présentant une composition voisine de 20 % An et dont l'angle maximum d'extinction est voisin de 0° . Or ceux-ci sont les plus fréquents dans beaucoup de granites, d'où de multiples difficultés et des imprécisions de détermination.

Je voudrais attirer l'attention sur le procédé le plus simple et le plus classique pour lever cette indétermination, procédé qui cependant ne paraît pas être d'un emploi courant. Il repose sur les faits suivants :

1. Les clivages g^1 (010) et p (001) dans les plagioclases font entre eux un angle voisin de 86° .

2. Pour les albites-oligoclases (0 à 20 % An) la direction d'extinction la plus proche de g^1 (010) est située dans l'angle obtus des clivages g^1 (010) et p (001), dans l'angle aigu pour les oligoclases-andésines (20 à 37 % An).

On sait, par ailleurs, que le maximum d'extinction dans les sections perpendiculaires à g^1 (010), pour les plagioclases acides, est très voisin de la section perpendiculaire simultanément à g^1 (010) et à p (001), sinon confondue avec elle.

On remarquera que pour la mesure de l'angle maximum d'extinction dans les sections perpendiculaires à g^1 (010), le cristal est orienté de manière que l'axe horizontal de la platine théodolite soit perpendiculaire au plan g^1 (010). En

faisant tourner le cristal autour de cet axe, il est donc possible d'orienter le dièdre g^1 - p (010-001) de manière que son arête soit parallèle à l'axe optique du microscope. Dans ces conditions, la non-perpendicularité de g^1 (010) et p (001) est évidente et l'identification des angles aigus et obtus de g^1 (010) et p (001) ne donne lieu à aucune hésitation.

Ce procédé nécessite l'identification du clivage p (001), mais chacun sait que celui-ci existe aussi fréquemment que le clivage g^1 (010) dans les plaques minces de feldspaths. En outre, la direction de p (001) dans les sections perpendiculaires à g^1 (010) et p (001) est aussi celle de la face d'association de la macle du Péricline. Si celle-ci existe seule — cas relativement fréquent dans certaines roches métamorphiques — ce fait facilite l'identification du clivage g^1 (010) et permet la détermination du feldspath.

Cette méthode permet de distinguer les différents plagioclases acides dès que l'angle d'extinction maximum s'écarte — fut-ce de 1° seulement — de g^1 (010), ce que ne permet aucune autre méthode.

Je rappelle qu'une indétermination analogue existe dans les plagioclases basiques. Elle peut être levée facilement grâce au signe d'allongement de g^1 (010) pour la position correspondant à l'angle maximum d'extinction, qui est négatif jusqu'à 83 % An, positif ensuite.

Revue des espèces minérales nouvelles

PAR C. GUILLEMIN, F. PERMINGEAT ET R. PIERROT,

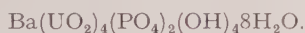
B. R. G. M., Paris.

ABRÉVIATIONS UTILISÉES :

Chim. — Propriétés chimiques.*Crist.* — Propriétés cristallographiques.*Disc.* — Discussion.*Etym.* — Étymologie.*Gis.* — Gisements.*Obs.* — Observations.*Opt.* — Propriétés optiques.*Phys.* — Propriétés physiques.

BERGENITE

H. W. BÜLTEMANN et G. H. MOH. — Bergenite, ein neues mineral der Phosphuranlyte-Gruppe. *Neues Jb. Mineral. Dtsch.*, 1959, 10, 232.



Crist. — Orthorhombique. $a = 16,2 \text{ \AA}$, $b = 17,7 \text{ \AA}$, $c = 13,9 \text{ \AA}$ (produit synthétique). Les premières raies du diagramme de poudre effectué sur le produit naturel sont les suivants (Cu — K $\alpha = 1,54051 \text{ \AA}$).

| | | | |
|----------------|---------|----------|----------|
| 7,78 F | 3,883 F | 3,076 F | 2,149 ff |
| 6,41 f | 3,762 f | 2,976 Fm | 2,074 m |
| 5,80 f | 3,437 m | 2,436 f | 2,021 f |
| 5,43 f | 3,361 f | 2,384 f | 1,999 ff |
| 4,41 f (large) | 3,203 m | 2,308 ff | 1,904 m |

Phys. — En enduits cristallins, en petits cristaux tabulaires et minces sur des cristaux de quartz, couleur jaune, poussière jaune clair, fluorescence en brun orangé clair, densité supérieure à 4,1.

Opt. — Biaxe négatif avec $2V > 45^\circ$. $n_p = 1,660$, $n_m \simeq 1,690$, $n_g \simeq 1,698$. Les indices du produit synthétique sont : $n_p = 1,660$, $n_m = 1,690$, $n_g = 1,695$.

Gis. — Découvert à Streuberg près de Bergen (Saxe) avec uranocircite, torbernite, autunite, renardite et d'autres minéraux secondaires non encore identifiés.

Étym. — D'après la localité.

Obs. — Les auteurs adoptent ce nouveau nom pour éviter des confusions avec la phosphuranlyte contenant du baryum.

Disc. — Il n'y a pas d'analyse chimique dans la description, la formule est adoptée par analogie avec le minéral synthétique. Il n'est pas précisé si la bergenite est exempte de calcium.

BERILLOSODALITE

E. I. SEMENOV et A. V. BIKOVA. — Berillosodalite. *C. R. Acad. Sci. U. R. S. S.*, 1960, 133, 1191.



Crist. — Inférieur à la symétrie cubique avec $a = 8,72 \text{ \AA}$. Les raies du diagramme de poudre sont les suivantes (en \AA) :

| | | | | | | | |
|------|----|------|---|-------|-------|-------|---|
| 6,15 | 7 | 3,08 | 2 | 2,27 | 2 | 1,805 | 3 |
| 5,46 | 2 | 2,79 | 5 | 2,10 | | 1,785 | 3 |
| 4,47 | 3 | 2,75 | 5 | 2,05 | 8 (L) | 1,707 | 5 |
| 3,91 | 5 | 2,53 | 8 | 1,952 | 4 | 1,614 | 1 |
| 3,55 | 10 | 2,35 | 7 | 1,815 | 5 | 1,590 | 3 |

Le volume de la cellule est plus petit que celui de la sodalite.

Phys. — Sur des cristaux de chkalowite, en petites formations arrondies d'environ 0,3 cm, semi-transparent, cassure conchoïdale, éclat vitreux couleur bleu clair, vert clair ou rose. Dureté voisine de 4, $d = 2,28$. Fond facilement au chalumeau, aux U. V. luminescent en rose clair.

*

Opt. — Structure cryptocristalline au microscope, anisotrope, indice moyen voisin de 1,495.

Chim. — A. V. BIKOVA.

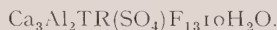
| | % | Th. | |
|--------------------------------------|--------|--------|--|
| SiO ₂ | 50,45 | 51,33 | la formule peut |
| Al ₂ O ₃ | 12,56 | 10,92 | s'écrire |
| Ga ₂ O ₃ | 0,043 | — | Na ₄ BeAlSi ₄ O ₁₂ Cl |
| Be ₂ O ₃ | 5,30 | 5,35 | probablement rem- |
| CaO..... | 0,50 | — | placement de Si |
| Na ₂ O..... | 23,26 | 26,52 | par Be par rapport |
| K ₂ O..... | 0,40 | — | à la sodalite. Une |
| H ₂ O ⁺ | 1,50 | — | isomorphie plus |
| H ₂ O ⁻ | 1,51 | 7 | étendue est peu |
| Cl..... | 6,04 | 7,59 | prévisible. |
| — O = Cl ₂ . | 1,40 | 1,71 | |
| | 100,26 | 100,00 | |

Gis. — Dans les pegmatites du Massif de Lovosero, dans la presqu'île de Kola. C'est un minéral de transformation hydrothermale de la chkalowite.

Étym. — Par analogie avec la sodalite et la présence de béryllium.

CHUKROVITE

L. P. ERMILOVA, V. A. MOLEVA et R. F. KLEVTSOVA. — La chukrovite, un nouveau minéral de Kazakhstan central. *Zapiski Vses Mineral. Ob.*, 1960, 89, 15.



Crist. — Cubique. $a = 16,80 \pm 0,05 \text{ \AA}$.

Les premières raies du diagramme de poudre sont les suivantes :

| | | | | | | | | | |
|-------|---|-------|---|-------|----|-------|----|-------|---|
| 4,256 | 7 | 2,664 | 7 | 2,249 | 9 | 1,834 | 10 | 1,564 | 3 |
| 3,893 | 4 | 2,572 | 9 | 2,193 | 10 | 1,758 | 3 | 1,512 | 8 |
| 3,607 | 3 | 2,480 | 3 | 2,024 | 3 | 1,684 | 8 | 1,460 | 8 |
| 3,261 | 9 | 2,420 | 3 | 1,982 | 4 | 1,645 | 3 | 1,417 | 8 |
| 2,843 | 8 | 2,359 | 5 | 1,937 | 5 | 1,616 | 7 | 1,361 | 4 |

Phys. — En cubes de 0,5 mm à 10 mm d'arête. Incolore à blanchâtre, blanc porcelaine, éclat vitreux à nacré. Cassure irrégulière. Fragile. Dureté 3. Densité moyenne : 2,40. d (calculé) : 2,34.

Faiblement luminescent, en bleu clair aux U. V., fond facilement en donnant un émail blanc crémeux.

Les faces sont toujours celles du cube (100) et celles de l'octaèdre (111) avec des développements différents suivant la taille des cristaux. Faces souvent courbes.

Opt. — Transparent et incolore en lumière transmise. Anormalement anisotrope, nombreuses inclusions liquides visibles. $n \simeq 1,440$.

Chim. — V. A. MOLEVA.

— TR₂O₃ —

| | | | |
|------------------------------------|--------|-----------------------------------|-----------------------|
| (NaK) ₂ O. | traces | La ₂ O ₃ .. | 5 |
| CaO..... | 21,52 | Ce ₂ O ₃ .. | 15 |
| MgO.... | 0,40 | Pr ₂ O ₃ .. | 4 |
| Al ₂ O ₃ ... | 10,56 | Nd ₂ O ₃ .. | 12 |
| TR ₂ O ₃ .. | 18,00 | Sm ₂ O ₃ .. | 7,2 |
| ThO ₂ ... | traces | Eu ₂ O ₃ .. | 0,2 |
| SO ₃ | 10,38 | Gd ₂ O ₃ .. | 6,5 |
| F..... | 28,32 | Tb ₂ O ₃ .. | 0,9 |
| H ₂ O ⁻ ... | 12,00 | Dy ₂ O ₃ .. | 4,1 |
| H ₂ O ⁺ ... | 10,80 | Ho ₂ O ₃ .. | 0,8 |
| | 111,98 | Er ₂ O ₃ .. | 1,7 |
| — O = F ₂ . | 11,89 | Tm ₂ O ₃ .. | 0,3 |
| | 100,09 | Yb ₂ O ₃ .. | 1,2 |
| | | Lu ₂ O ₃ .. | 0,2 |
| | | Y ₂ O ₃ .. | 40,9 (par différence) |
| | | | 100,00 |

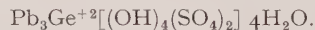
Gis. — Dans des gîtes filoniens de molybdénite et wolframite de Karaoba (Kazakhstan) avec jarosite, beudantite, anglesite, etc... associé avec halloysite.

Étym. — Dédié à F. V. CHUKROV, qui a étudié les zones d'oxydation des gites du Kazakhstan.

Obs. — Les auteurs considèrent que la chukrovite est très proche du « deuxième minéral cubique » décrit par Boggild dans les minéraux du Groenland.

FLEISCHERITE

C. FRONDEL, H. STRUNZ. — Fleischerite und Itoite, zwei neue Germanium Mineralien von Tsunmeb. *Neues Jb. Mineral., Dtsch.*, 1960, 6, 132.



Crist. — Hexagonal $a = 8,89 \text{ \AA}$, $c = 10,86 \text{ \AA}$, $z = 2$.

Groupe spatial = D_{6h}^4 — P 6 3/mmc.

Les premières raies du diagramme de poudre sont les suivantes :

| | | | | | | | |
|-------|---|-------|-----|-------|---|-------|-----|
| 7,681 | 5 | 3,619 | 10 | 2,718 | 2 | 2,214 | 6 |
| 6,281 | 4 | 3,437 | 6 | 2,635 | 8 | 2,126 | 0,5 |
| 5,438 | 3 | 3,281 | 0,5 | 2,555 | 1 | 2,090 | 3 |
| 4,435 | 1 | 3,138 | 4 | 2,315 | 3 | 2,047 | 4 |
| 3,844 | 3 | 2,800 | 5 | 2,267 | 3 | 1,981 | 1 |

Phys. — En pellicules fines ou en agrégats arrondis composés de petites aiguilles hexagonales. Les cristaux, blancs avec reflets soyeux, atteignent 1/3 de millimètre. Pas de clivage apparent. d (calculé) : 4,59. d (mesurée) : 4,2 à 4,4.

Opt. — Uniaxe positif $n_o : 1,747$

$n_e : 1,776$.

Chim.

| | | |
|--------------------------------------|-------|--|
| PbO..... | 63,34 | à 200° C la fleischerite se |
| GeO..... | 8,18 | transforme en itoïte par |
| Ga ₂ O ₃ | 0,86 | oxydation de G ⁺² en |
| Fe ₂ O ₃ | 0,05 | G ⁺⁴ et perte d'H ₂ O. |
| SO ₃ | 15,06 | |
| H ₂ O ⁺ | 11,35 | |
| H ₂ O ⁻ | 0,21 | |
| ins. | 0,56 | |
| | 99,61 | |

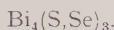
Gis. — Au Tsumeb avec mimetite, cérusite, plombojarosite dans les zones d'oxydation.

Étym. — En l'honneur de M. FLEISCHER, U. S. Geological Survey.

Obs. — Fleischerite avait été utilisé pour wurtzite 6H (cf. *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 1952, 75, 324).

IKUNOLITE

AKIRA KATO. — Ikunolite, a new bismuth mineral from the Ikuno mine, *Japan. Mineral. J.*, 1959, 2, 397.



Crist. — Rhomboédrique ou hexagonal. Groupe spatial D₃⁵ d R $\bar{3}$ mm.

1) Rhomboédrique $a = 13,28 \text{ \AA}$, $\alpha = 18,00$, $z = 1$.

2) Hexagonal $a = 4,15 \text{ \AA}$, $c = 39,19 \text{ \AA}$, $z = 3$.

Les raies du diagramme de poudre sont les suivantes (en \AA) :

| | | | | | |
|-------|-----|-------|----|-------|-----------|
| 13,08 | 5 | 2,527 | 10 | 1,791 | 5 (large) |
| 6,56 | 20 | 2,205 | 30 | 1,713 | 5 (large) |
| 4,34 | 50 | 2,076 | 20 | 1,513 | 10 |
| 3,536 | 20 | 2,026 | 5 | 1,391 | 10 |
| 3,022 | 100 | 1,865 | 20 | 1,312 | 5 |

Phys. — En petites masses de couleur gris de plomb, éclat métallique. Cassure gris-noir, clivage parfait (001), dureté 2, flexible. d (mesuré) : 7,8, d (calculé) : 7,97. Ressemble à la joseite.

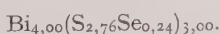
Opt. — En lumière réfléchie, blanc crémeux. Isotrope en section basale, gris à gris pâle en section diagonale.

Chim. — T. KATSURA.

| | 1 | 2 | 3 |
|----------------|----------|--------|--------|
| Bi..... | 79,69 | 87,99 | 88,67 |
| S..... | 8,89 | 9,82 | 9,32 |
| Se..... | 1,98 | 2,19 | 2,01 |
| impuretés..... | (9,44) | | |
| | (100,00) | 100,00 | 100,00 |

1) Analyse ; 2) après déduction impuretés (ferberite + quartz) ; 3) théorique.

L'analyse conduit à la formule :



Gis. — Dans le gîte xénothermal d'Ikuno mine avec Cu, Pb, Sn, W... dans des filons à ferberite, bismuth et bismuthinite.

Étym. — D'après la localité.

ITOITE

C. FRONDEL, H. STRUNZ. — Fleischerite und itoïte, zwei neue germanium mineralien von Tsumeb. *Neues Jb. Mineral., Dtsch.*, 1960, 6, 132.



Crist. — Orthorhombique. $a = 8,47 \text{ \AA}$, $b = 5,38 \text{ \AA}$, $c = 6,94 \text{ \AA}$, $z = 4$.

Le diagramme de poudre est analogue à celui de l'anglesite d'une part, et à celui de la fleischerite chauffée à 300° d'autre part.

Phys. — Pseudomorphique de la fleischerite, présente les mêmes formes extérieures. En lumière transmise, l'itoïte est incolore et transparente et formée de petits agrégats cristallins d'indice moyen $\approx 1,84$.

Chim. — Pb, Ge et SO₄ sont dans le même rapport que pour la fleischerite :



Étym. — En l'honneur de TEI-ICHI-ITO, Université de Tokyo.

OREGONITE

P. RAMDHOR et M. SCHMIT. — Oregonite, un nouvel arsénure de fer et nickel. *Neues Jb. Mineral., Dtsch.*, 1959, 11-12, 239.

Crist. — Hexagonal. $a = 6,083 \pm 0,003 \text{ \AA}$, $z = 3\text{Ni}_2\text{FeAs}_2$, $c = 7,130 \pm 0,005 \text{ \AA}$, $d = 6,92$ (calculé après indexation).

Les raies du diagramme de poudre sont les suivantes :

| | | | | | | | |
|-------|---|--------|-----|--------|----|--------|----|
| 7,35 | f | 2,629 | ff | 1,7566 | FF | 1,3521 | m |
| 5,263 | f | 2,314 | FFF | 1,7390 | FF | 1,3295 | m |
| 3,571 | m | 2,1195 | FFF | 1,5396 | m | 1,3152 | f |
| 3,145 | m | 1,9906 | FF | 1,4983 | m | 1,2515 | m |
| 2,693 | m | 1,7885 | FF | 1,4607 | m | 1,1563 | ff |

Phys. — Nodule de 70 mg environ de couleur brune. En LR, petits grains ovoïdes d'un minéral faiblement anisotrope, moins métallique que l'arsénure de fer. Ces grains contiennent des inclusions d'un minéral « y » plus cassant (environ 15 %) et 1 % d'autres minéraux. Anisotropie faible, extinction droite, PR = 65 %, dureté 5. Couleur blanc métallique pur.

Chim. — La courbe d'analyse par fluorescence X est identique à celle obtenue avec le produit de synthèse 2Ni, Fe, 2As. Les éléments reconnus sont : Ni, Fe, As avec traces de Co, Cu et S. La formule serait : Ni₂FeAs₂.

Gis. — Joséphine Creek, Ouest de Kerby, Orégon. Avec cuivre natif, bornite, cuprite, chromite, dans des serpentines. Formation de basse température (environ 300°).

MOZAMBIKITE

J. M. COTELO NEIVA et J. M. CORREIA NEVES. — Pegmatites of alto-ligonha (Mozambique Portuguese East Africa). *International Geological Congress. Report of the twenty-first session Norden, 1960, part XVII*, p. 58.

Crist. — Cubique à 1 000°. $a = 5,704 \text{ \AA}$.

Phys. — Octaèdre brun-jaune. $D = 5,24$.

Opt. — Isotrope n (Na) = 1,811 après chauffage à 1 000°. Sans chauffage l'indice est très variable : 1,69 à 1,735.

Chim.

| | | |
|--------------------------------------|-------|-------------------------|
| SiO ₂ | 11,00 | analyse chimique sous |
| ThO ₂ | 58,00 | réserve d'une étude ul- |
| U ₃ O ₈ | 6,04 | térieure |
| CaO..... | 0,59 | |
| Fe ₂ O ₃ | 0,22 | |
| Al ₂ O ₃ | 4,40 | |
| R ₂ O ₃ | 8,60 | |
| H ₂ O ₃ | 5,33 | |

Obs. — Les auteurs complèteront leur description dans une nouvelle note.

NAKASEITE

TEI-ICHI-ITO et HISASHI MURAOKA. — Nakaseite, an andorite-like new mineral. *Z. Kristallogr., Dtsch.*, 1960, *II*, 94.



Crist. — Monoclinique. Groupe spatial $P 11 a$. $a = 13,02 \pm 0,04 \text{ \AA}$; $b = 19,18 \pm 0,05 \text{ \AA}$; $c = 102,24 \text{ \AA}$ ou $24 (4,26 \pm 0,02 \text{ \AA})$, $\beta = 90^\circ$.

Les premières raies du diagramme de poudre sont les suivantes (en \AA) :

| | | | | | | | |
|-------|-----|-------|----|-------|----|-------|----|
| 3,860 | 22 | 3,204 | 15 | 2,267 | 28 | 1,969 | 15 |
| 3,723 | 42 | 2,997 | 38 | 2,130 | 14 | 1,916 | 15 |
| 3,416 | 58 | 2,893 | 82 | 2,096 | 7 | 1,880 | 35 |
| 3,300 | 100 | 2,864 | 35 | 2,062 | 22 | 1,876 | 24 |
| 3,250 | 16 | 2,741 | 52 | 2,012 | 22 | 1,785 | 20 |

Phys. — Visible seulement au microscope. Intimement mélangé avec tétrahédrite et blende. Opaque, éclat métallique. d (calculé) : 5,37, d (mesuré) : 5,30.

Opt. — En lumière réfléchie, anisotrope. Terni par NO₃H, tourne au brun avec KOH. Efflorescence instantanée et passage au noir par l'eau régale.

Chim. — L'analyse spectrographique ponc-

tuelle sur la section polie montre la présence d'Ag, Pb, Sb, Cu avec traces de Fe, Bi, Sn, Cd.

Analyse : H. MURAOKA.

1) Sur matériel contenant 10 % de freibergite ainsi que de la blende,

2) après déduction freibergite et blende et amené à 100,

3) rapport moléculaire de la nakaseite.

| | 1 | 2 | 3 |
|--------------------------------------|------|-------|--------|
| Ag..... | 9,3 | 9,3 | } 0,98 |
| Cu..... | 4,6 | 2,0 | |
| Pb..... | 19,8 | 22,7 | } 1,00 |
| Fe..... | 0,5 | 0,5 | |
| Zn..... | 1,1 | — | } 3,00 |
| Sb..... | 39,4 | 42,4 | |
| S..... | 23,4 | 23,5 | } 6,4 |
| SiO ₂ | 0,2 | — | |
| Cr ₂ O ₃ | 1,2 | — | |
| | 99,5 | 100,0 | |

L'analyse conduit à la formule :



Gis. — Dans les formations paléozoïques de la mine Nakasé au Japon.

Étym. — Du nom du gisement.

Obs. — Les auteurs pensent que la nakaseite n'est qu'une variété structurale de l'andorite. Un nouveau nom est donné car, en plus de la différence chimique, la nakaseite présente une structure complexe très différente de celle de l'andorite.

Disc. — L'incertitude de la composition chimique basée sur l'analyse d'un mélange n'aurait pas dû permettre de donner un nom nouveau à ce qui paraît être une polytype d'andorite.

PARATELLURITE

G. SWITZER, H. F. SWANSON. — Paratellurite, a new mineral from Mexico. *Amer. Mineral.*, 1960, *45*, 1272.



Crist. — Quadratique. $a = 4,810 \text{ \AA}$, $c = 7,613 \text{ \AA}$.

Les premières raies du diagramme de poudre sont les suivantes (en \AA) :

| | | | | | | | |
|-------|-----|-------|----|-------|----|-------|----|
| 4,068 | 12 | 2,407 | 20 | 1,904 | 10 | 1,641 | 4 |
| 3,404 | 86 | 2,296 | 3 | 1,873 | 55 | 1,569 | 2 |
| 3,107 | 13 | 2,151 | 3 | 1,746 | 2 | 1,521 | 9 |
| 2,988 | 100 | 2,071 | 5 | 1,701 | 12 | 1,492 | 12 |
| 2,536 | 1 | 2,033 | 1 | 1,661 | 22 | 1,477 | 8 |

(identique à l'oxyde de tellure synthétique).

Phys. — En grains très fins, gris à blanc, dureté : 1, $d = 5,60$, d (calculé) = 6,01. Les indices de réfraction sont supérieurs à 2,05.

Chim. — L'analyse spectrographique montre

des traces de : Sn, Pb, Mn, Fe, Zr, Mg, Ca, Ba. Deux analyses chimiques donnent respectivement : Te : 78,0 %, Te : 78,5 %, Te (théorique) : 79,94 %.

Gis. — Associé avec tellurite et tellure natif à Cananea, Sonora, Mexique.

STRONTIOBORITE

V. V. LOBANOVA. — Un nouveau borate, la strontiorbite. *C. R. Acad. Sci., U. R. S. S.*, 1960, 135, 173.



Crist. — Probablement monoclinique. Le diagramme de poudre comporte 120 raies, les plus intenses sont les suivantes :

7,33 (10) 4,09 (8) 3,50 (7) 3,06 (6) 2,03 (6).

Phys. — Tablettes très fines, micacées, incolore, semi-transparent. Forme cubique. Très fragile. Environ 2 mm dans les plus grandes dimensions. Insoluble dans l'eau.

Opt. — Biaxé avec $2V \approx 85^\circ$. Allongement + ou — ; extinction droite ou extinction oblique jusqu'à 45° . Ressemble à la ginorite, mais l'angle optique est bien supérieur.

$$n_g = 1,579 \pm 0,002$$

$$n_m = 1,510 \pm 0,002$$

$$n_p = 1,470 \pm 0,002.$$

Biréfringence forte de l'ordre de 0,109.

Chim. — N. M. VILER.

| | |
|-------------------------------------|--------|
| CaO | 4,15 |
| SrO | 21,66 |
| MgO | 5,75 |
| B ₂ O ₃ | 57,85 |
| H ₂ O | 11,52 |
| | 100,93 |

Gis. — Dans les couches salines près de la Caspienne, avec ginorite, boracite, anhydrite. Représente 1,5 % de la « roche ».

Étym. — Par analogie avec la composition chimique.

Nouvelles données

DOLORESITE

H. T. EVANS, M. E. MROSE. — A crystal chemical study of the vanadium oxide minerals. Haggite and doloresite. *Amer. Mineral.*, 1960, 45, 1144.

Groupe spatial C 2/m-monoclinique. $a = 19,64 \text{ \AA}$, $b = 2,99 \text{ \AA}$, $\beta = 103^\circ 55'$, $c = 4,83 \text{ \AA}$.

La maille contient $\text{H}_8\text{V}_6\text{O}_{16}$ ou $\text{H}_{10}\text{V}_6\text{O}_{16}$.

HAGGITE

H. T. EVANS, M. E. MROSE. — A crystal chemical study of the vanadium oxide minerals. Haggite and doloresite. *Amer. Mineral.*, 1960, 45, 1144.

Groupe spatial C 2/m-monoclinique. $a = 12,17 \text{ \AA}$, $b = 2,99 \text{ \AA}$, $\beta = 98^\circ 15'$, $c = 4,83 \text{ \AA}$.

La maille contient $\text{H}_6\text{V}_4\text{O}_{12}$.

Haggite et duttonite (H_2VO_3) sont considérés comme les membres d'une série homologue de composition générale $\text{H}_{2n-2}\text{V}_n\text{O}_{3n-2}$ ($n = 4, 6, \infty$).

JAMESONITE BISMUTHIFÈRE : SAKHAROVAÏTE

I. KOSTOV. — Jamesonite bismuthifère ou sakharovaïte, nouvelle variété minérale. *Trudy. Miner. Muséum Acad. Sci., U. R. S. S.*, 1939, 10, 148.

La comparaison des sulfosels de plomb et de bismuth avec la jamesonite bismuthifère de SAKHAROV (cf. *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 1957, 211) permet de penser que cette dernière serait une

espèce bien définie de formule PbBiSbS . Dans le cas où cette hypothèse se vérifierait, il est proposé le nom de Sakharovaïte en l'honneur de son découvreur.

Disc. — Il serait préférable d'attendre la confirmation de l'hypothèse avant d'encombrer la nomenclature d'un nouveau nom.

SKUTTERUDITE (SMALTITE-CHLOANTHITE) LOELLINGITE ET SAFFLORITE RAMMELSBERGITE

G. JOURAVSKY (1959). — Composition chimique et nomenclature des bi- et triarséniures de cobalt, nickel et fer. *Notes Serv. Géol. Maroc, Rabat*, 18, 161-178.

Très nombreuses données chimiques sur les arséniures du gîte de Bou Azzer (Maroc). L'existence des biarséniures cubiques (smaltite-chloanthite) est mise en doute : ils sont identiques aux skutterudites.

TODOROKITE

J. A. STRACZEK, A. HOREN, M. ROSS, C. M. WARSHAW. — Studies of the manganese oxide. IV : todorokite. *Amer. Mineral.*, 1960, 45, 1174.

Rencontré en abondance dans plusieurs gîtes à Cuba ; six nouvelles analyses sont données. La todorokite est orthorhombique ou monoclinique avec : $\beta = 90^\circ$, $a = 0,75 \text{ \AA}$, $b = 2,84 \text{ \AA}$, $c = 9,59$.

Les courbes d'analyse thermique différentielle sont données.

USSINGITE

V. V. ILYUKLIN, Ye. I. SEMENOV. — Nouvelles données sur l'ussingite. *C. R. Acad. Sci., U. R. S. S.*, 1959, 129, 1386.

Les analyses chimiques, les diagrammes de poudre et les valeurs optiques sont données ainsi que les courbes thermopondérales et les résultats de l'étude goniométrique.

Ce travail a été possible grâce à la découverte dans le massif de Lovozero de cristaux d'ussingite.

VEATCHITE ET p-VEATCHITE

J. R. CLARK, M. E. MROSE. — Veatchite et p-veatchite. *Amer. Mineral.*, 1960, 45, 1221.

Les deux minéraux sont monocliniques.

Veatchite A $2/a$ (Aa), $a = 20,81$, $b = 11,74$, $c = 6,62$, $\beta = 92^\circ 07'$.

p-veatchite P $2_1/m$ (P2), $a = 6,72$, $b = 20,70$, $c = 6,58$, $\beta = 119^\circ 40'$.

La formule serait $\text{SrO}_3\text{B}_2\text{O}_3\cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Le dimorphisme possible n'a pu être établi avec certitude.

ZIRCONOLITE

L. S. BORODINE, A. V. BIKOVA, T. A. KAPITONOVA, J. A. PIATENKO. — Nouvelles données sur la zirconolite. *C. R. Acad. Sci. U. R. S. S.*, 1960, 134, 1188.

De nouvelles analyses sont données ainsi que les diagrammes de rayons X. Les auteurs montrent l'existence d'une niobozirconolite de formule : $(\text{CaZrFe})_2(\text{TiNbZr})_2\text{O}_7$ le rapport Ca/Zr étant 1/1.

Espèces discréditées

« DELATORREITE » = TODOROKITE

J. A. STRACZEK, A. HOREN, H. ROSS, C. M. NARSHAW. — Studies of the manganese oxydes : IV° : Todorokite. *Amer. Mineral.*, 1960, 45, 1174.

L'identité de ces deux minéraux a été prouvée au cours de l'étude des oxydes de manganèse. Todorokite (1934) a priorité sur delatorreite (1958) qui doit être rayé de la nomenclature.

« WOODFORDITE » = ETTRINGITE

J. MURDOCH, R. CHALMERS. — Ettringite (« woodfordite ») from Crestmore California. *Amer. Mineral.*, 1960, 45, 1275.

L'étude comparée de ces deux minéraux prouve leur identité. Le nom de woodfordite doit être supprimé de la nomenclature.

BIBLIOGRAPHIE

Bull. Soc. franç. Minér. Crist.
(1961), *LXXXIV*, 211-12.

Boron, Synthesis, Structure and Properties,
publié par J. A. KOHN, W. F. NYE et G. K. GAULÉ,
éditeur : Plenum Press, New York, 1960, 1 vol.,
189 pages, 142 figures, 160 × 240, prix : \$ 8.50.

La nature des liaisons interatomiques, dont le bore tient son point de fusion élevé et sa grande dureté, semble le destiner à fournir des corps ayant des propriétés exceptionnelles à haute température.

Mais il est difficile d'obtenir du bore très pur, et des monocristaux de dimensions suffisantes. D'autre part, on connaît mal la relation entre la structure cristalline du bore élémentaire et celle des borures à forte teneur en bore, et la relation entre la structure et les propriétés thermodynamiques des diverses variétés allotropiques du bore. C'est pourquoi le sujet des communications présentées portait essentiellement sur ces difficultés.

On trouvera dans ce livre 21 conférences sur des questions précises concernant : la structure et le polymorphisme du bore ; la préparation industrielle du bore ; divers procédés de préparation de bore très pur, de purification du bore et de préparation de bore cristallin ; la cristallographie et les propriétés des borures d'aluminium ; de nouveaux borures des terres rares ; l'attaque du bore ; le bore comme semi-conducteur ; la dureté du bore et des borures d'aluminium ; les applications possibles des propriétés optiques et électriques du bore ; l'oxydation du bore entre 400° C et 1 300° C.

Les exposés, en général assez courts et concis, fournissent des données précises (figures, graphiques et chiffres) et sont suivis chacun de références utiles pour l'approfondissement de la question.

M. M. Roos.

* * *

* * *

Les rayons X et leurs applications, par
G. L. CLARK, traduit de l'américain par M. JO-
RAND, éditeur : Dunod, Paris, 1961, 1 vol.,
984 pages, 415 figures, 160 × 250, prix : relié
toile : 145 NF.

Depuis la découverte des rayons X par Röntgen en 1895, on sait combien cette science a avancé à pas de géant. En effet, les rayons X trouvent maintenant des applications dans tous les domaines.

Pour n'en mentionner que quelques-unes, on peut citer : les accélérateurs des particules qui permettent actuellement de dépasser le milliard d'électrons-volts, celles permettant des applications industrielles des rayons X de très grande intensité et celles utilisant des rayons d'intensité moindre mais dont les applications pratiques sont devenues d'un intérêt primordial pour l'industrie.

Parmi d'autres encore qui font l'objet d'importants développements : l'emploi renouvelé des compteurs de Geiger, les photo-tubes multiplicateurs et les compteurs de scintillations, les procédés d'analyse par fluorescence que l'industrie emploie maintenant pour compléter ou même pour remplacer la spectrographie optique, l'analyse chimique par photométrie ou par absorptiométrie, l'étude de la production des radicaux libres sous l'action des rayons X, les effets biologiques de ceux-ci, tant néfastes que bienfaisants dans la lutte contre le cancer, la détermination, grâce à ceux-ci, de structures moléculaires de plus en plus complexes.

Cet ouvrage, traduit pour la première fois en France et publié chez Dunod, aborde donc de très nombreux problèmes aussi bien scientifiques que techniques en fait, véritable synthèse de toutes les applications : il intéresse donc aussi bien les physiciens, les chimistes, les biologistes, les géologues, les zoologues, les botanistes, les médecins, que les ingénieurs des secteurs industriels les plus divers, utilisateurs de rayons X.

Principes de radiocristallographie. Identification des corps et détermination de leur structure par la diffraction des rayons X, par
J. BARRAUD, éditeur : Masson, Paris, 1960, 1 vol.,
236 pages, 104 figures, 165 × 240, prix : 42 NF.

L'ouvrage de M. Jean Barraud, est original à bien des titres. Dès les premières pages l'auteur indique l'orientation de son livre : structure de la matière, biologie moléculaire, biocristallographie, et illustre ce plan par deux diagrammes de rayons X : un diagramme de Debye-Scherrer de la brushite extraite de l'os au cours de la déminéralisation ; un diagramme de cristal tournant du virus de la mosaïque du tabac. Le but du traité est de montrer comment la structure moléculaire de ces substances peut être obtenue à partir de ces diagrammes.

Trois points principaux sont considérés :

le milieu : le cristal ;

l'agent : le rayonnement X ;

le phénomène : la diffraction,

et font l'objet des trois premiers chapitres :

Chapitre I : *Cristal et état cristallin*.

Après avoir défini le réseau et le motif cristallin, l'auteur rappelle des notions fondamentales sur les éléments de symétrie et décrit rapidement les systèmes cristallins. Il complète sa description de l'état cristallin par les notions d'homogénéité et d'isotropie, les modes de liaison des atomes, le principe de Curie.

Chapitre II : *Éléments d'optique ondulatoire*.

Comme l'auteur le fait si justement remarquer « les propriétés générales des rayons X sont bien connues aujourd'hui des médecins et des biologistes. L'aspect quantique des interactions du rayonnement X et de la matière, en particulier, est étudié à propos de l'absorption et de toutes les applications qui en découlent : radio-diagnostic, radiothérapie, radiobiologie... L'aspect ondulatoire, par contre, est beaucoup moins familier et les phénomènes de diffraction et d'interférences qui en relèvent ne sont guère connus que des physiciens et des cristallographes ».

M. Barraud expose dans ce chapitre, d'une façon claire et didactique, un sujet dont il est le spécialiste, et c'est pas à pas qu'il guide le lecteur de la théorie de Huygens à la loi de Bragg et aux relations de Laue. Après un bref rappel de notions fondamentales d'optique géométrique, l'auteur passe de la théorie ondulatoire aux phénomènes de diffraction, présente l'expérience de Young et généralise, en décrivant les réseaux optiques : réseau monopériodique linéaire, réseau monopériodique plan, réseau monopériodique spatial, réseau plan doublement périodique, réseau spatial triplement périodique, ce qui l'amène aux relations de Bragg et de Laue.

Chapitre III : *Éléments de radiocristallographie*.

Ce chapitre, vu en opticien par M. Barraud, est original par son développement découlant de théorèmes fondamentaux de l'optique classique.

Il comprend les descriptions suivantes :

a) propriétés générales des rayons X ; diffusion

par les atomes ; diffraction par les cristaux ; expérience de Laue, Friedrich et Knipping ; relation de Bragg ;

b) la production des rayons X ;

c) les méthodes de la radiocristallographie :

1. — méthode de diffraction en rayonnement polychromatique : méthode de Laue ;
2. — méthode de diffraction en rayonnement monochromatique : méthode du cristal tournant ; méthode de Debye-Scherrer ;
3. — production et utilisation d'un rayonnement strictement monochromatique ; monochromateurs (monochromateurs plans, monochromateurs focalisateurs à cristal courbé) ;
4. — diffusion aux petits angles.

Ce chapitre se termine par une énumération complète des applications des rayons X :

— Applications non radiocristallographiques : mesure des longueurs d'onde ; détermination du nombre d'Avogadro ; spectrographie.

— Application aux cristaux parfaits : détermination de l'orientation d'un cristal ; identification d'une substance cristallisée ; mesure précise des paramètres d'un cristal ; détermination de la structure d'un cristal.

— Application aux milieux à structure cristalline imparfaite : texture des cristaux imparfaits ; imperfections cristallines ; états intermédiaires entre l'état cristallin et l'état amorphe ; étude des particules submicroscopiques par la diffusion aux petits angles.

Chapitre IV : Le quatrième et dernier chapitre a trait aux progrès récents et spectaculaires dans la connaissance de la structure de la matière vivante. M. Barraud relate les faits principaux concernant : la structure et le rôle des acides désoxyribonucléique (A. D. N.) et ribonucléique (A. R. N.) des chromosomes ; la structure des protéines en donnant l'exemple d'une protéine globulaire : la myoglobine ; les virus, qui sont essentiellement des nucléoprotéines, avec « l'organisation » du virus de la mosaïque du tabac.

L'auteur fait remarquer que les molécules de poids moléculaires élevés occupent une place capitale en biologie et que l'ensemble de leurs propriétés dépend non seulement de leur nature, mais de la position des différents groupes d'atomes les composant, donc de leur structure. Ainsi : « il semble légitime de concéder la prospection de ce nouveau territoire à une discipline autonome : la biocristallographie, étroitement liée à la biologie moléculaire.

La clarté et le déroulement agréable du texte, les excellents schémas et photos, font de cet ouvrage un document précieux dans un domaine moderne et plein d'avenir.

D. KUPFER.

DATES DE PUBLICATION

du **Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie** :

Nos 1... avril

2... juillet

3... octobre

4... janvier

Le Secrétaire-gérant : A.-J. ROSE.

Compte rendu de l'excursion en Bretagne

28-29-30 avril 1961

PAR F. LE BAIL,

Professeur à l'École Sainte-Marie. Laboratoire de Minéralogie du Likès, Quimper.

LISTE DES PARTICIPANTS

Belgique.

MELON, Joseph (Liège).
THOREAU, Jacques (Louvain).
TOUSSAINT, Jean (Liège).

Brésil.

GOÑI, Juan (Porto Alegre).

Italie.

HUBAUX, André (Ispra).

France.

AMOSSÉ, Jean (Saint-Cloud).
BELLAI, Pierre (Sceaux).
BORY, Philippe (Paris).
BOULADON, Jean (Neuilly-sur-Seine).
CAILLÈRE, Simonne (Paris).
CHANTRET, Francis (Chatenay-Malabry).
CHAURIS, Louis (Paris).
CHERVET, Jean (Paris).
M^{me} CHERVET.
CHUBERT, Boris (Paris).
M^{me} CHUBERT.
CHOUX, Jeanine (Rennes).
CHRISTOPHE, Mireille (Brunoy).
COULOMB, René (Igny).
M^{me} COULOMB.

CURIEN, Hubert (Paris).
DEMANDER, Michel (Soumans).
M^{me} DEMANDER.
FRIDMAN, Ruth (Paris).
GILLET, Yves (Chatenay-Malabry).
GIROD, Michel (Paris).
GUIGUES, Jean (Rennes).
GUILLEMIN, Claude (Paris).
HOCART, Raymond (Paris).
JÉRÉMINE, Élisabeth (Paris).
KAPLAN, Grégoire (Nancy).
LAFFAILLE, Jean (Paris).
LE BAIL, François (Quimper).
LE MERCIER, Marcelle (Paris).
MILON, Yves (Rennes).
MÉTAIS, Danielle (Paris).
ORCEL, Jean (Paris).
PERMINGEAT, François (Paris).
PIERROT, Roland (Bezons).
RÉRAT, Claude (Boulogne-sur-Seine).
M^{me} RÉRAT.
ROSE, A. Jean (Paris).
M. DEMON.
SABATIER, Germain (Paris).
SALLÈLES, Antoine (Béziers).
SANDRÉA, André (Paris).
THRIERR, Aline (Chatenay-Malabry).
M. THRIERR.
URBAIN, Pierre (Paris).
M^{me} URBAIN.
WEIL, René (Strasbourg).

*
* *

Le programme général de l'excursion comportait trois centres d'intérêt :

— la chromite dans les roches vertes de la baie d'Audierne ;

— les minéraux des schistes cristallins : Coray-Groix-Sainte-Brigitte ;

— l'uranium du Morbihan.

*
* *

PREMIÈRE JOURNÉE.

**La baie d'Audierne. Les schistes cristallins de Coray.
Les centres uranifères du Morbihan (fig. 1).**

Les excursionnistes venus de Paris rencontraient leurs collègues déjà sur place à Quimper, le vendredi 28 avril à 7 h. 15. Après une rapide présentation, le départ avait lieu vers le massif de roches vertes de la baie d'Audierne, sous la direction de MM. F. Le Bail et J. Nicolas.

Le premier arrêt eut lieu à la carrière de Kerguelmès près du petit bourg de Peumerit (1).

en emporter quelques beaux échantillons.

Avant de quitter ce premier gisement M. J. Nicolas fit un rapide exposé de la géologie de la région, plaçant le massif de roches vertes (serpentine, amphibolite, pyroxénite) dans son contexte géologique.

Le massif semble occuper l'axe d'un petit synclinal orienté E-O et bordé au nord comme

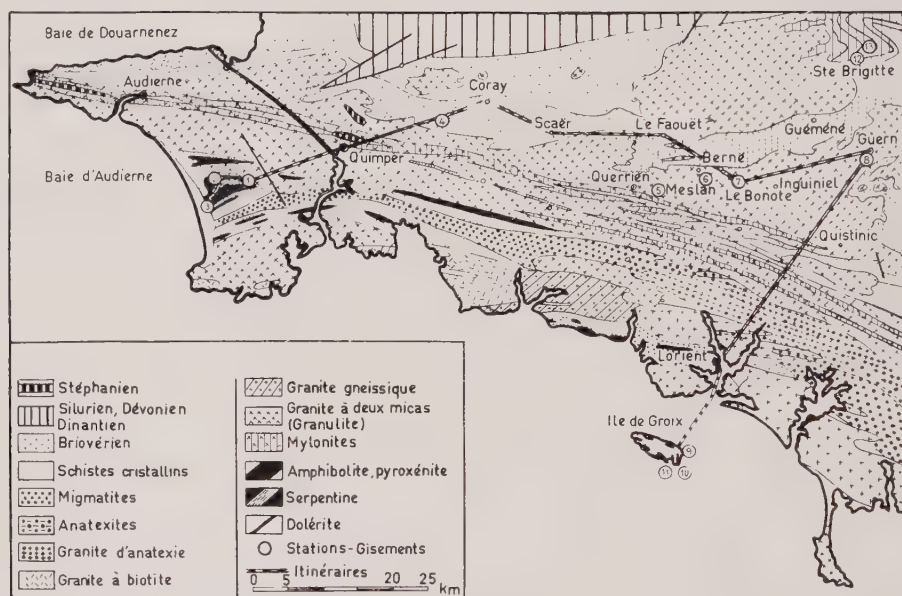


FIG. 1. — Structure géologique de la Bretagne méridionale. (D'après J. Cogné.) Itinéraires des excursions.

Cette carrière, située en plein massif de serpentine, est exploitée pour l'empierrement des chemins vicinaux. Elle présente une serpentine massive mais diacrasée dans toutes les directions. La roche comporte outre la magnétite, la chromite, un peu d'ilménite, quelques inclusions de pentlandite et de millérite, des veinules de chrysotile, de quartz calcédonieux et parfois de dolomie blanche.

Dans l'état actuel des travaux, un seul point de la carrière permettait de voir la chromite en place. Tous les excursionnistes purent

au sud par des micaschistes. Les roches vertes seraient en contact vers l'E-NE avec la bande de granulite syncinématique hercynienne allant de la Pointe du Raz à Nantes.

Plusieurs excursionnistes manifestèrent le désir d'observer ce contact roches vertes-granulite, mais devant le manque de temps et la difficulté de repérer les affleurements, il n'y fut pas donné suite.

L'excursion se dirigea ensuite vers un autre affleurement de serpentine, situé à Ty-Lan (2) à 2 km au NO du point (1). Il s'agit ici d'une

serpentine beaucoup plus rubanée que la précédente, avec lits vert clair riches en chlorite et trémolite, mais dont l'état de fraîcheur laisse beaucoup à désirer. Les carrières visitées sont en effet abandonnées depuis longtemps. Elles fournirent cependant des échantillons intéressants montrant en place de belles plages périodiques non complètement serpentinisées.

Des recherches effectuées dans le secteur ont permis de retrouver dans les terrains cultivés avoisinant ces carrières, de nombreux blocs épars d'une belle chromite mouchetée, vestiges de lentilles écrêtées par les travaux de culture.

En rejoignant le car, les excursionnistes traversèrent la ferme de Ty-Lan, où chacun put se procurer de beaux échantillons de cette chromite mouchetée, mis gracieusement à notre disposition par le propriétaire des terrains explorés.

La chromite de ces deux stations forme de petits amas écrasés dans la serpentine et s'y présente en nodules centimétriques corrodés par l'antigorite interstitielle. Au microscope, la périphérie des plages de chromite non fracturées (1 cm de diamètre moyen) montre des inclusions orientées d'antigorite. C'est à Ty-Lan que les grains de chromite sont les plus petits (1 à 5 mm) ; certains présentent alors des contours idiomorphes.

Du point de vue économique, la chromite de Peumerit présente un rapport Cr/Fe trop faible (inférieur à 1,5) pour la métallurgie ; mais elle est sans doute utilisable comme réfractaire.

C'est en réalité un chrome-spinelle dont la composition, calculée d'après l'analyse complète d'un échantillon de Kerguelmès, est la suivante :

| | |
|--------------------------------------|----------------------------|
| Cr ₂ O ₃ | 34,56 |
| Al ₂ O ₃ | 25,67 |
| Fe ₂ O ₃ | 11,70 |
| FeO | 13,64 |
| MgO | 14,43 |
| | 100,00 (D'après J.Nicolas) |

L'arrêt suivant (3) au lieu dit Keramoine, en bordure S-O du massif des roches vertes, permit de voir en place un îlot de pyroxénite grenatifère, interstratifiée dans la masse des amphibolites. Bien que l'affleurement fût en mauvais état, des pointements assez frais permirent d'étudier la roche et d'y remarquer les minéraux classiques des pyroxénites de la région : abondance de grenats (grenatites), diopside, zoisite, et de remarquer le passage vers les amphibolites par un enrichissement progressif en hornblende.

Après une rapide incursion sur l'immense levée de galets qui sépare l'océan de l'arrière-pays,

le groupe reprenait la route de Quimper où il devait visiter les collections minéralogiques de l'École « Le Likès ».

Le laboratoire de Sciences Naturelles, objet de la visite de la Société, groupe l'ensemble des documents nécessaires à l'enseignement de la biologie et des sciences de la terre.

Les travaux de recherche qui y sont poursuivis ont donné aux collections de minéralogie et de géologie une importance dépassant largement le cadre de l'enseignement secondaire.

Les collections minéralogiques surtout sont intéressantes. Elles sont présentées en *trois sections* comportant chacune un grand meuble double à vitrines pour les échantillons caractéristiques (300 à 400 échantillons exposés par meuble) et trente grands tiroirs 70 × 80 cm pour le classement par gisements des réserves et du matériel d'étude.

La Section I (Minéralogie générale) groupe les éléments classiques de toute collection minéralogique. Elle est constituée d'échantillons soit collectés par le professeur, soit obtenus par achats ou par échanges.

La Section II (minéralogie armoricaine) offre davantage d'intérêt ; elle est bien fournie en minéraux rares du massif armoricain : béryl, bertrandite, apatite, belles macles de staurolite et d'andalousite. Les minéraux de l'île de Groix, y compris les plus rares, y sont bien représentés.

Quant aux minerais métalliques, la collection en possède des échantillons très variés provenant de la plupart des mines encore en exploitation ou autrefois exploitées.

On peut y étudier les minerais de Pb, Zn, Sn, Cu, W, Mo, Sb, Mn, Ti, Cr, Fe, etc.

La Section III (minéralogie de l'uranium) est remarquable par le nombre et la variété des espèces uranifères exposées. Elle est disposée sous trois titres :

— 1° L'Uranium en France. Autour d'un bel échantillon d'U-métal rayonnent une soixantaine de spécimens représentant les principales espèces primaires et supergènes rencontrées soit en France métropolitaine, soit dans les anciens pays de la Communauté, soit au Congo belge.

Cet élément des collections est dû en bonne partie aux services minéralogiques du C. E. A. avec lesquels le laboratoire du Likès entretient d'excellentes relations.

— 2° L'Uranium en Bretagne. Ce deuxième titre groupe les échantillons représentatifs d'une trentaine de gîtes répartis dans les départements du Morbihan, du Finistère et des Côtes-du-Nord.

— 3° L'Uranium du gisement de Guern. Ce gisement s'est révélé extrêmement riche quant aux espèces minéralogiques qu'il a fournies pendant les travaux de recherche. Une vitrine entière

lui est consacrée, comprenant près de 200 échantillons de toute beauté parmi lesquels on remarque de la pechblende massive, nodulaire ou rubanée ; des gummities à tous les stades d'épigénisation ; des produits supergènes nombreux et caractéristiques : autunite, chalcolite, renardite, uranotile, kasolite, uranosphérite, et toute une série d'associations de la pechblende avec les éléments de gangue de type épithermal BGPC : pechblende-galène, pechblende-blende, pechblende-pyrite, etc.

Cette série d'échantillons de vitrine est complétée par de très nombreux documents en cours d'étude, remplissant une dizaine de grands tiroirs.

Telles qu'elles sont présentées, ces collections, sans être luxueuses, sont largement suffisantes pour mettre à la disposition des professeurs tous les éléments de base d'un enseignement rationnel des sciences de la terre et fournir aux jeunes esprits en cours de formation le complément de culture que doit apporter le contact avec les choses de la nature.

Leur développement, sinon leur création, a répondu à un autre souci, celui d'installer dans une région éloignée de toute ville universitaire un centre de recherche permettant le dialogue entre l'enseignement et l'industrie régionale relevant des disciplines des sciences de la terre.

Enfin le laboratoire a accumulé une telle abondance de documents qu'il peut à l'occasion fournir renseignements et matériaux d'étude aux jeunes chercheurs travaillant dans la région.

La visite se continua par un passage rapide à travers les magnifiques laboratoires de physique et de chimie nouvellement réinstallés suivant les conceptions les plus modernes et les plus fonctionnelles permettant de donner à l'enseignement un caractère franchement expérimental — pour se terminer par un vin d'honneur offert par la direction de l'École à tous les congressistes.

*
* *

Après le déjeuner servi au restaurant de la Tour d'Auvergne à Quimper, l'excursion se dirigea vers les régions uranifères du Morbihan en passant par Coray et Scaër, situés en plein micaschistes staurotidifères.

La route Quimper-Coray traverse sur 7 ou 8 km les formations $x \gamma'$ qui affluent d'ouest en est sur plus de 30 km de Plogonnec à Guiscriff.

Un arrêt à la ferme de Millemottes (4) située en bordure de route, à 14 km de Quimper, permit

à tous de faire une ample cueillette de staurotides simples et, aux plus heureux, de staurotides maclées pour la plupart en croix de Saint-André.

Les excursionnistes se doivent d'exprimer ici leurs remerciements à M. Le Naour propriétaire de la ferme de Millemottes pour l'amabilité de sa réception. En dépit d'occupations multiples et pressantes il s'est imposé de nous conduire aux endroits favorables et n'a pas hésité à sacrifier ses propres réserves en belles macles pour satisfaire tout le monde.

Avant de quitter ce gisement M. J. Nicolas nous lut un passage d'un mémoire de J. Cogné à paraître dans notre *Bulletin*, traitant de l'âge des micaschistes et de l'origine probable des staurotides.

Ces micaschistes forment une bande discontinue sur le flanc nord de l'anticlinal de Cornouaille, depuis Plogonnec jusqu'à Baud. Ils sont limités au sud par le granite syncinématique à deux micas allant de la Pointe du Van à Baud.

Ils correspondraient à un niveau ferro-alumineux important de la base du briovérien moyen métamorphique.

Les cristaux de staurotide se sont développés dans des micaschistes primitifs à deux micas, en même temps que du grenat et une biotite nouvelle. Ils atteignent souvent de grandes dimensions et sont fréquemment maclés. L'examen microscopique les montre imprégnés de quartz qui entre pour près de 50 % dans leur composition.

Leur âge a été controversé. Barrois leur donnait un âge carbonifère. J. Cogné, après P. R. Giot, pense qu'ils sont plus anciens et qu'il faut en attribuer la genèse à la phase terminale d'un métamorphisme primitif, au niveau de micaschistes inférieurs, alors que débutait le plissement de ces séries (cycle cadomien).

*
* *

Puis l'excursion se dirigea vers les centres uranifères prévus.

La zone uranifère étudiée se trouve entièrement dans la granulite syncinématique hercynienne allant de la Pointe du Raz à Baud. L'ensemble est formé par un granite à deux micas dont la texture est généralement grossière, mais qui présente par endroits une allure aplitique à grains très fins avec quartz, orthose, abondance de muscovite et parfois grenat et tourmaline. Les filons pegmatitiques n'y sont pas rares.

Les indices minéralisés s'étendent d'Ouest en

Est sur une quarantaine de kilomètres de Querrien à Guern en passant par Meslau Guilligomarch, Berné, Lignol, Persquen, Melrand et Quistinic.

Ils sont situés pour la plupart dans le voisinage des contacts granulite-micaschiste.

Les gisements vraiment connus (ceux étudiés par puits et galeries) sont de type filonien ; les filons remplissant les fractures soulignent les directions tectoniques principales : Cornouaille N-70°-O (Guern, Quistinic) et sa perpendiculaire sensiblement N-S (Berné) avec pendage important allant de 70° à 90°.

D'autre part, les filons sont lenticulaires, tant en direction qu'en profondeur, avec succession de lentilles aux dimensions très variables.

Le retard pris par la lenteur du déjeuner, encore accru par la recherche des staurotides, obligea à court-circuiter la station (5), fouille ouverte près de Querrien (lieu dit Carros-Combout) dans une granulite grossière très hématisée et fortement imprégnée en autunite et phosphuranylite, ainsi que la station (6) de Meslan (lieu dit Kervrech) où l'on peut encore voir un petit puits de recherche en sommeil ainsi que des tranchées dans lesquelles il est encore possible de collecter des échantillons de gummite, d'autunite et de chalcopite.

On se rendit donc directement au gisement du Bonote (7), situé à mi-chemin entre Berné et Inguiniel, où l'on arriva vers 17 h. 30.

M. Germain, géologue de la S. I. M. U. R. A. reçut les membres de la Société avec beaucoup d'amabilité et, dans un exposé rapide, présenta les caractéristiques de l'exploitation.

Le filon exploité occupe une faille assez importante de direction sensiblement N-S, affectant un granite grossier à deux micas. La minéralisation en pechblende se poursuit sur plus de 300 m en direction et sur plus de 100 m en profondeur. L'exploitation se fait par un puits circulaire à large section qui dessert trois niveaux : 30-60-90 m et fournit un minerai de très bonne qualité et de forte teneur.

Le filon est du type lenticulaire, avec imprégnation profonde des épontes granulitiques par des produits secondaires de la famille de l'autunite.

La pechblende est massive et ne présente que rarement la structure mamelonnée et sphérolitique.

La gummite est surtout constituée d'uranotile. Pyrite et chalcopite y sont abondantes. Les espèces uranifères supergènes les plus fréquentes sont l'autunite et la chalcopite.

Deux minéraux très rares pour la région y ont été rencontrés en petite quantité :

— du cuivre natif en petites plages (1/25 mm au plus) noyées soit dans la gummite soit dans des

mélanges de limonite et de phosphates du groupe de l'autunite ;

— de la bassétite, dans les plages limoniteuses de la pechblende massive.

Devançant les désirs des membres de la Société, M. Germain avait fait remonter à leur intention une benne d'un joli minerai à base de pechblende, mais présentant un certain nombre de produits secondaires parmi lesquels on distinguait à première vue autunite-chalcopite-uranotile.

Chacun put ainsi emporter quelques beaux échantillons représentatifs de ce gisement de Berné (dit gisement du Bonote).

L'heure avançant il fallut se diriger vers la dernière station de la journée, le gisement de Guern-Quistiaive (8) que l'on atteignit un peu avant 19 h.

Les excursionnistes furent reçus par M. Castenet, ingénieur des mines, directeur général du périmètre de Guern.

Puis M. F. Le Bail fit un exposé sur l'ensemble des recherches et donna des précisions sur l'exploitation.

Le centre exploité comporte deux filons parallèles à pechblende de direction armoricaine (O-NO) limités à l'Est comme à l'Ouest par deux petits massifs doléritiques (diabase ouralitisée de Barrois).

Un petit puits de 50 m a permis d'explorer le premier filon aux niveaux 20 et 50 sur un allongement d'environ 500 m.

Des travaux en cours au niveau — 50 vont permettre d'accéder au deuxième filon et d'en faire l'étude avant de passer à l'exploitation.

Les filons sont comme au Bonote de type lenticulaire. Mais ici la pechblende, même massive, présente l'allure botryoïdale classique.

Le minerai de surface a donné des espèces secondaires nombreuses et spectaculaires où dominent les phosphates et les silicates.

L'ensemble des analyses et l'examen des surfaces polies a permis d'esquisser l'histoire métallogénique du filon.

Les phases de remplissage se succéderaient dans l'ordre :

1. Dépôt de quartz en peigne aux épontes granulitiques du filon.

2. Venue abondante de pechblende en rubans, mamelons, nodules.

3. Venue de silice calcédonieuse accompagnée de pyrite abondante, de traces de chalcopite et de petits nodules (1 à 5 mm) de pechblende, soit isolés, soit disposés en files rayonnantes.

4. Mouvement tectonique provoquant une fissuration de tous les dépôts précédents et même en bien des points une réouverture de la fracture principale.

5. Venue importante de galène comblant tous les vides provoqués par le mouvement tectonique précédent.

Le passage à Guern fut une déception pour beaucoup.

Le livret-guide laissait espérer une ample collecte d'espèces uranifères variées. L'état des travaux au moment de la visite ne le permit pas et il fallut se contenter d'admirer les beaux blocs de pechblende et de gummite conservés à la mine comme échantillons témoins.

Une fouille dans le minerai récemment extrait fournit cependant à quelques excursionnistes de beaux spécimens de pechblende, ainsi qu'une autunite bien cristallisée. Chacun put aussi emporter de beaux échantillons de la galène massive qui caractérise ce gisement de Guern.

Puis il fallut songer au retour ; il était 19 h. 30 et 50 km nous séparaient encore de Lorient, où à l'Hôtel Terminus, face à la gare S. N. C. F., M. Sandréa avait prévu la table et le gîte après une journée si bien remplie.

*
* *

DEUXIÈME JOURNÉE.

L'île de Groix (fig. 2).

Groix est une petite île de 7,5 km de long sur 2,5 km de large. Elle est orientée N-O dans sa plus grande dimension, parallèlement à la côte, à 5 ou 6 km de celle-ci et distante de Lorient, port d'embarquement, d'une quinzaine de kilomètres.

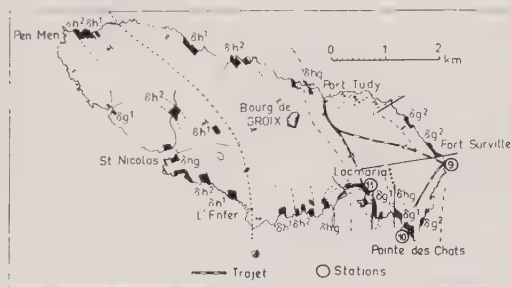


FIG. 2. — Carte structurale de l'île de Groix indiquant les différents niveaux d'amphibolites. (D'après J. Cogné.)

δg 1 : 1^{er} niveau de glaucophane (schisteux) ; δg 2 : 2^e niveau de glaucophane (massif) ; δhg : niveau intermédiaire à glaucophane et hornblende ; δh 1 : 1^{er} niveau à hornblende ; δh 2 : 2^e niveau à hornblende ; + + + : lignes anticlinales ; - - - : lignes synclinales.

Ses falaises tombent à pic sur la mer, sauf dans la région S-E entre Locmaria et les Chats où les falaises sont basses.

La première étude sérieuse qui en ait été faite est celle de C. Barrois : « Mémoire sur les schistes métamorphiques de l'île de Groix » (1883). Elle faisait suite à quelques notes minéralogiques publiées dans le *Bulletin* de la Société polyma-

thique du Morbihan par M. de Limur (1879). Celles-ci mettaient déjà en évidence la très grande richesse minéralogique de l'île en citant parmi les espèces trouvées : grenat, quartz, magnétite, rutile, nigrine, ilménite, sphène, crichtonite, sismondine, ripidolite, talc chloriteux, dolomie, orthose, albite, pyrolusite (avec en plus dans les sables spinelle et zircon), ce qui a fait écrire à C. Barrois dans le mémoire cité :

« Les falaises sont formées de gemmes, le sable que l'on foule aux pieds est formé de gemmes : Groix est un véritable écrin. »

Depuis d'autres études plus récentes ont été publiées : Lamouche, 1929 ; A. Guilcher, 1948. Mais la dernière en date et de beaucoup la plus intéressante et la plus originale est la thèse de J. Cogné : « Schistes cristallins et granite de la Bretagne méridionale » (1960) dans laquelle il traite longuement de l'île de Groix et des problèmes que soulève sa structure géologique.

L'ensemble de l'île est constitué par des schistes cristallins appartenant à la partie inférieure de la zone des micaschistes supérieurs. Ces micaschistes se présentent sous trois faciès :

— un faciès hétérogène où le quartz exsudé est irrégulièrement réparti dans une trame séricito-chloriteuse ; c'est la forme la plus fréquente ;

— un faciès plus homogène à muscovite abondante et bien cristallisée et riche en minéraux remarquables : albite, grenat, chloritoïde, glaucophane ;

— des micaschistes albitisés.

A travers toute cette masse de micaschistes, on remarque de nombreux affleurements d'amphibolites variées. J. Cogné en a noté cinq niveaux

qu'il a pu repérer de part et d'autre des lignes anticlinales ou synclinales. On a de bas en haut :

- deux niveaux inférieurs à hornblende ;
- un niveau intermédiaire à hornblende et glaucophane ;
- deux niveaux supérieurs à glaucophane, le plus bas formant une glaucophanite schisteuse et l'autre une glaucophanite massive riche en grenats

*
* *
*

Le départ de Lorient se fit à 9 h. et après une traversée sans histoire nous débarquions vers 10 h. à Port-Tudy, port principal de l'île.

Deux groupes se formèrent immédiatement, l'un sous la direction de M. Guillemain se rendit directement aux falaises S-E de l'île, tandis que l'autre sous la direction de M. F. Le Bail faisait un crochet vers l'est pour étudier sous le fort Surville (9) les dépôts de sables lourds que les courants amènent à la plage des « grands sables ». On y voit en effet au niveau des hautes mers une alternance de sables bruns à base surtout de grenat et des sables blancs à quartz prédominant, avec de temps en temps des concentrations en magnétite et rutile donnant de petites lentilles de sables noirs. (Dès 1880, R. Bréon avait reconnu dans les sables de Groix : quartz, magnétite, rutile, grenat, staurolite, amphibole, glaucophane, sphène, pyroxène, andalousite, mica blanc, feldspath).

On put aussi admirer au nord de la plage, directement sous le fort de gros bancs de glaucophanite massive, parsemés de magnifiques petits grenats translucides en relief sur les surfaces érodées, présentant les formes cristallines parfaites du dodécaèdre rhomboïdal. Dans la masse de ces glaucophanites il n'est pas rare de rencontrer des nids de rutile en longues baguettes flexueuses aux reflets caractéristiques.

Après ce premier contact avec les formations groisillonnes il fallut remonter sur la falaise et suivre des sentiers de douaniers pour atteindre la Pointe des Chats (10) située à 1 km au sud du fort Surville.

Entre cette pointe et le petit port de Locmaria sont concentrées dans une falaise basse et facilement accessible la plupart des formations reconnues dans l'île.

On s'attarda surtout à la Pointe des Chats où sur un espace de 300 m on peut voir en place, largement étalés (pendage Est très faible) des micaschistes à grenat, des micaschistes à exsudations quartzieuses riches en crichtonite, des

glaucophanites schisteuses avec cristaux de glaucophane très nets, les uns en fines aiguilles, les autres atteignant de belles dimensions ($3 \times 0,5$ cm) alternant avec des lits d'épidote.

Par endroits traversant toute la masse des glaucophanites on a pu remarquer deux catégories de filonnets, les uns quartzeux mouchetés de crichtonite, les autres comprenant outre le quartz une belle albite translucide et de la ripidolite.

Après avoir exploré rapidement cette belle succession toute la caravane rejoignit le petit port de Locmaria où attendaient les provisions amenées du continent.

A la fin du déjeuner frugal pris dans un petit café bordant la baie, M. Weil prit la parole et nous présenta une synthèse des idées de J. Cogné sur l'origine et l'évolution probables de l'ensemble de l'île.

Tout comme le continent voisin, l'ensemble des formations groisillonnes résulterait de l'action d'un double cycle métamorphique.

Un métamorphisme général primitif aurait affecté des séries sédimentaires puissantes sensiblement horizontales, constituées surtout de dépôts silico-argileux, mais dont la composition pouvait localement varier. Il en serait résulté des micaschistes supérieurs et inférieurs.

A la base de ces derniers des niveaux basiques auraient donné des amphibolites et parfois des serpentines dont l'origine pourrait être recherchée dans des roches métamorphiques profondes à faciès granoblastique : pyroxénites à grenat, hornblendites, élogites, périclites, etc.

Ce premier cycle métamorphique s'achève au cours des plissements cadomiens par une albitisation et une rétro-morphose partielle de tous les faciès précédents ; spécialement les micaschistes à deux micas sont envahis par de très nombreux cristaux d'albite-oligoclase et les pyroxénites à grenat sont transformées en amphibolites.

Le cycle hercynien se superpose au cycle précédent et se traduit par un métamorphisme épi-zonal qui accentue les effets de la rétro-morphose cadomienne. Cette action est suivie d'une puissante migmatisation dont le front se situe sous les micaschistes supérieurs hercyniens. On lui attribue les migmatites du domaine de l'anticlinal de Cornouaille, ainsi que toute la famille des granites sud-armoricains (dont les granulites de la carte géologique).

Cette migmatisation n'est pas visible à Groix, mais la mé-tasomatose y fait apparaître une albitisation nouvelle très intense qui influence tant les micaschistes que les amphibolites donnant naissance, les premiers aux micaschistes albitiques et micaschistes à chloritoïde et les secondes aux glaucophanites et prasinites.

Cet exposé terminé, les excursionnistes reprirent leurs investigations dans les falaises, de Locmaria aux Chats.

Au port même dans le voisinage de la jetée (11) il fut possible de voir en place sur une vingtaine de mètres les micaschistes à chloritoïde caractéristiques. Et tout au long du parcours, tant que le permit la marée il fut facile de repérer les différents faciès d'amphibolites et de micaschistes, ainsi que les zones de transition : micaschistes à glaucophane, micaschistes à glaucophane et épidote, micaschistes à glaucophane et chloritoïde, etc.

Vers 16 heures il fallut s'arracher aux splen-

deurs de ce musée de plein air et se rapprocher de Port-Tudy où l'embarquement avait lieu à 17 heures.

* *

Une courte halte à Lorient et l'excursion prenait la direction de Pontivy, remontant du sud au nord toutes les formations géologiques dépendant de l'anticlinal de Cornouaille.

A l'Hôtel des Voyageurs, face à la gare, où l'arrivée avait lieu vers 20 heures, les excursionnistes furent accueillis par M. J. Nicolas qui déjà sur place avait pu organiser le dîner et retenir les chambres.

* *

TROISIÈME JOURNÉE.

Schistes à andalousite de l'Étang des Salles (fig. 3).

En raison de la longueur des déplacements pour atteindre Rennes, le départ eut lieu vers 8 heures. Une pluie fine, estompant tous les horizons, persista pendant les vingt kilomètres du trajet de Pontivy à l'Étang des Salles.

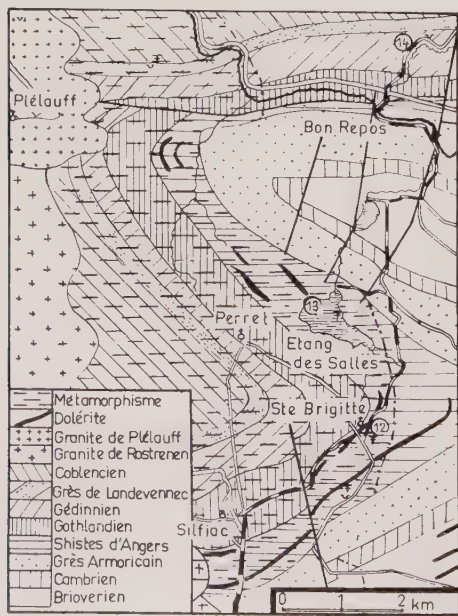


FIG. 3. — Action métamorphique du granite de Rostrenen sur le paléozoïque de Sainte-Brigitte. (Zone d'influence indiquée par des tirets.)

L'essentiel de ce trajet s'effectue dans les micaschistes feldspathisés ($x \gamma'$) auréolant le massif granitique de Pontivy, schistes que l'on quitte un peu au sud de Saint-Laurent pour aborder le synclinal de Sainte-Brigitte.

De Saint-Laurent à l'Étang des Salles la route se continue à travers le grès armoricaïn (S 1) et les schistes d'Angers (S 2) dans lesquels sont situés les célèbres gisements de schistes à andalousite fossilifères de Sainte-Brigitte et de l'Étang des Salles.

On attribue la transformation de ces dépôts à l'action métamorphique du granite porphyroïde de Rostrenen dont le massif apparaît à quelques kilomètres à l'Ouest. Un métamorphisme intense a influencé toutes les formations paléozoïques du synclinal de Sainte-Brigitte du Briovérien au Carbonifère. Il se traduit dans les schistes d'Angers par la disparition de leur clivage ardoisier et l'apparition d'énormes et très nombreux prismes d'andalousite qui lardent le schiste, coexistant avec les fossiles caractéristiques de ce niveau qu'ils traversent parfois à l'emporte-pièce.

Quelques carrières exploitées autrefois aux abords du village de Sainte-Brigitte (12) ont rendu célèbre la localité par le nombre et la beauté des échantillons qu'elles fournissaient (faune du Caradoc). Ces gisements sont pratiquement épuisés.

Cependant sur la rive N-E de l'Étang des Salles (13), une recherche patiente dans les dalles

situées sous les ruines du château médiéval permet de trouver encore des échantillons renfermant à la fois de beaux cristaux d'andalousite et des fossiles souvent comprimés représentant la faune du Llandeilo (Calymmene Tristani). La rive ouest de l'Étang est constituée de bancs schisteux où pullulent d'énormes cristaux d'andalousite atteignant jusqu'à 20 cm de long.

Par temps sec, au milieu de l'été, il est possible de ramasser sur les rives desséchées de l'étang de nombreux cristaux bien dégagés.

Après une heure de recherche contrariée par une pluie fine mais persistante, on reprenait le car.

Sur la proposition de M. Gillet on décida de faire un léger crochet par la vallée du Daoulas (gorges de Laniscat) pour y voir une petite exploitation de quartzite gédinnien (14) dont les surfaces de séparation des bancs montrent de nombreuses petites rosaces de wavellite.

Cette observation faite, il était temps de se diriger vers Montfort-sur-Meu pour le dernier repas en commun à l'Hôtel Joly.

Vers 15 heures les excursionnistes arrivaient à l'Institut de Géologie de Rennes, rue du Thabor, où M. Y. Milon, directeur de l'Institut, entouré de ses collaborateurs, les recevait avec toute sa délicatesse coutumière.

La séance ordinaire de la Société eut lieu dans la magnifique salle de cours du premier étage.

Elle fut présidée par M. Milon qui l'ouvrit par une allocution pleine de charme et de poésie.

M. Weil y répondit, remerciant M. Milon de son chaleureux accueil et exprimant sa gratitude aux organisateurs de l'excursion et à tous ceux dont le concours actif avait assuré le succès de ces journées minéralogiques en Bretagne.

Puis l'on passa à l'ordre du jour de la séance dont on trouvera le compte rendu page xxxiii.

*
* *

La séance terminée, M. Y. Milon, aidé de ses collaborateurs, fit aux membres de la Société les honneurs du magnifique Institut dont il a été l'inspirateur et le réalisateur.

Sous la direction de ces guides compétents, les visiteurs circulèrent à travers les différentes salles du rez-de-chaussée et du sous-sol. Ils purent admirer à loisir les belles collections paléontologiques du primaire de Bretagne, mais ils s'attardèrent surtout dans la Salle Durocher réservée aux minéraux, minerais et roches du Massif armoricain.

Cette visite mettait fin aux activités minéralogiques de la Société à travers la Bretagne, et chacun rentra chez soi riche de beaux souvenirs et d'échantillons de choix.

CARTES A CONSULTER

— Carte géologique au 1/80 000^e de Quimper-Chateaulin-Pontivy (2^e édition).

— Carte Michelin au 1/200 000^e, n° 58 (Brest-Quimper).

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

BARROIS, Ch. (1883). — Mémoire sur les schistes métamorphiques de l'île de Groix, Morbihan. *Ann. Soc. Géol.*, XI, 18.
COGNÉ, J. (1954). — L'île de Groix, Morbihan. *Bull. Carte Géol. Fr.*, n° 239, 41.
COGNÉ, J. (1960). — Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. Le domaine de l'anticlinal de Cornouaille. *Mém. Serv. Carte Géol.*

COGNÉ, J. (1961). — Remarques sur quelques-unes des principales associations minérales dans les micaschistes de la Bretagne méridionale. *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 84, 222.
JÉRÉMINÉ, E. et PRUVOST, P. (1955). — Observations géologiques et pétrographiques sur la région de Rostrenen. *Bull. Carte Géol. Fr.*, n° 243.

Remarques sur quelques-unes des principales associations minérales dans les micaschistes de Bretagne méridionale (Finistère — Morbihan)

PAR J. COGNÉ,

Laboratoire de Géologie, Faculté des Sciences de Strasbourg.

« Tous les facteurs physiques invoqués (pour la formation des silicates de métamorphisme) sont sous la dépendance de la Tectonique ». Aussi est il essentiel « de chercher sur le terrain quelles relations existent entre les manifestations tectoniques... et la localisation des diverses formes cristallines ».

C. BARROIS (1934).

Résumé. — Le développement des principaux « minéraux de métamorphisme » connus en Bretagne méridionale dans les micaschistes est lié à la superposition du métamorphisme hercynien épizonal (suivi par la mise en place des granites intrusifs à deux micas) sur un domaine métamorphique ancien mésozonal. Si la répartition des espèces minérales est naturellement fonction en premier lieu de la nature chimique des séries primitives, leur différenciation résulte, pour la plupart, des différents types d'efforts tectoniques contemporains du métamorphisme nouveau entraînant la rétroamorphose des séries métamorphiques anciennes.

CADRE GÉOLOGIQUE ET ZONÉOGRAPHIQUE RÉGIONAL.

On reconnaît en Bretagne méridionale deux cycles orogéniques superposés avec chacun sa propre évolution métamorphique.

a) Cycle « cadomien ».

Le premier cycle se rattache à l'histoire du Briovérien qui s'achève avec l'orogénie cadomienne. Son métamorphisme donne essentiellement des micaschistes à séricite et chlorite et des micaschistes à deux micas (micaschistes supérieurs et inférieurs) formés aux dépens du Briovérien moyen et inférieur. A la base de ces micaschistes se sont développées des séries métasomatiques particulières donnant des gneiss granitoïdes grossiers appauvris en micas (type granite gneissique de Moëlan).

Dans la partie inférieure des micaschistes à deux micas, se situent des niveaux basiques (amphibolites et serpentines) que l'on est tenté de rapprocher des séries volcaniques basiques du Briovérien inférieur (série d'Erquy) (P. Pruvost, 1949). Ils en occupent, semble-t-il, la position stratigraphique. Mais ils en diffèrent notablement par leur composition minéralogique et chimique, en moyenne plus basique. Leur structure cristalline originelle est d'ailleurs fondamentalement différente. L'étude des résidus observés dans ces roches ne permet pas directement d'y voir des faciès microgrenus d'épanchement, mais des faciès granoblastiques de roches métamorphiques relativement profondes : pyroxénites à grenat, éclogites, hornblendites, péridotites à pyroxène et grenat.

Dans un mémoire antérieur, à la suite d'analyses à la fois structurales, pétrographiques et chimiques, nous avons proposé de rapprocher la

formation de ces faciès grenus basiques et ultrabasiques de celle des faciès grenus acides observés un peu plus profondément et également métamorphiques. Ce sont en effet des formations contemporaines, et leur parallélisme dans le temps permet de proposer l'hypothèse d'une certaine complémentarité entre elles :

a) La granitisation de Moëlan s'est opérée à la base des micaschistes inférieurs (et sans doute dans les gneiss ectinitiques sous-jacents) sans apport notable de potassium. Ce sont les micas, abondants dans les séries originelles, qui ont fourni le potassium nécessaire à la feldspathisation, et l'on observe très bien leur destruction au fur et à mesure de la granitisation. Mais celle-ci aboutit par contre à une perte sensible en éléments ferro-magnésiens, ceux-là mêmes qui sont libérés par la destruction des micas lors de cette granitisation sur place.

b) Il paraît vraisemblable que les éléments ferro-magnésiens, ainsi chassés par la granitisation, se sont accumulés au-dessus, dans les niveaux basiques rapportés au Briovérien inférieur, niveaux privilégiés qui ont été en quelque sorte « ultrabasifiés » en donnant les faciès grenus cités précédemment, faciès dont les minéraux caractéristiques (diopside et grenat en particulier) sont beaucoup plus typiques de roches métamorphiques que de roches magmatiques.

Cette hypothèse présente, entre autres, l'avantage d'expliquer de façon cohérente le caractère métamorphique des roches basiques situées à l'origine des amphibolites et serpentines actuelles, en même temps qu'elle tient compte de leur situation au-dessus d'une zone de granitisation effectuée par départ d'éléments ferro-magnésiens, ainsi que de leur position stratifiée à l'emplacement présumé des séries volcaniques du Briovérien inférieur.

Quoi qu'il en soit, cette évolution métamorphique primitive s'achève, au cours des plissements cadomiens, par une albitisation et une rétro-morphose partielle de tous les faciès précédents :

— les granites gneissiques sont profondément albitisés ;

— les micaschistes à deux micas sont envahis par de très petits mais très abondants cristaux d'albite-oligoclase (micaschistes quartzo-feldspathiques de la baie d'Audierne et du Pouldu) ;

— les pyroxénites à grenat sont transformées en amphibolites riches en résidus (baie d'Audierne) ou non (le Pouldu, île de Groix) ;

— les hornblendites sont partiellement chloritisées et serpentinisées (nord de Concarneau, région du Pouldu) ;

— les faciès péridotiques à pyroxène et grenat sont serpentinisés avec résidus abondants (baie d'Audierne).

b) Cycle « hercynien ».

Superposé au précédent, le cycle hercynien s'en distingue par des caractères structuraux et métamorphiques assez notablement différents.

Son métamorphisme visible est épizonal (essentiellement des micaschistes supérieurs) et accentue par conséquent les effets de la rétro-morphose partielle notée à la fin du cycle cadomien. La séparation de ces deux métamorphismes se fait grâce aux événements micro-dynamiques qui les séparent dans le temps (micro-plissements, schistosité, allant parfois jusqu'à la mylonitisation régionale), et qui déforment ou fracturent les minéraux du premier cycle avant la recristallisation métamorphique nouvelle. Ce métamorphisme atteint aussi bien les séries métamorphiques anciennes, qui sont dès lors polymétamorphiques, que les séries sédimentaires anciennes (Briovérien supérieur) ou nouvelles (Paléozoïque inférieur) jusque-là intactes, qui sont par contre monométamorphiques.

Une puissante migmatisation lui fait suite (migmatites du domaine de l'Anticlinal de Cornouaille), dont le « front » se situe au-dessous des micaschistes supérieurs hercyniens (alors qu'il apparaît à un niveau quelconque par rapport à la vieille série zonéographique puisque celle-ci a été plissée à la fin du cycle cadomien). A cette migmatisation se rattache toute la grande famille des granites sud-armoricains : granites d'anatexie au cœur des migmatites, granites tardi-migmatiques enracinés dans les migmatites et intrusifs dans les micaschistes, passant eux-mêmes aux granites à deux micas (granulites des cartes géologiques françaises), intrusifs en feuillets dans les zones tectoniques, en massifs au-dehors où ils recoupent tout jusqu'au Dinantien inclus.

LES PRINCIPALES ASSOCIATIONS MINÉRALES.

C'est la superposition des phénomènes à la fois dynamiques et métamorphiques épizonaux hercyniens, et secondairement l'influence de ceux qui se rattachent à l'intrusion des granites à deux micas, sur les séries métamorphiques primitives, qui est responsable de la majorité des belles cristallisations de minéraux en Bretagne méridionale.

En suivant progressivement le développement croissant de ce métamorphisme hercynien, nous allons brièvement décrire les principales régions intéressantes du point de vue minéralogique, ceci d'une façon nécessairement très incomplète dans le détail.

a) Les micaschistes à minéraux (staurotide, disthène, andalousite, sillimanite, grenat) des régions de Coray et de Baud.

Les *micaschistes à staurotide* de Bretagne méridionale sont surtout bien représentés au nord du Domaine de l'anticlinal de Cornouaille. Ils représentent un niveau ferro-alumineux important à la base du Briovérien moyen métamorphique. Surimposés aux micaschistes à deux micas primitifs dans lesquels on les trouve, les cristaux de staurotide s'y sont développés en même temps que du grenat et qu'une seconde génération de biotite. Leur grande taille et leur fréquence ne doit cependant par faire illusion sur leur proportion véritable dans la roche : ce sont de véritables éponges pouvant contenir jusqu'à 50 % de quartz.

L'âge de ces staurotides est difficile à préciser. C. Barrois optait pour un âge carbonifère. Mais ces minéraux sont antérieurs à la mise en place des granites à deux micas, par rapport auxquels ils sont indépendants. Il est difficile d'autre part de les rattacher au métamorphisme général hercynien : celui-ci paraît faible en ces régions où il n'effleure qu'à peine les séries primaires situées au contact de ces micaschistes. Les relations microstructurales des staurotides et de la trame schistomaculée dans laquelle ces cristaux se développent semblent indiquer en fait que leur genèse relève d'un épisode terminal du métamorphisme primitif au niveau des micaschistes à deux micas pendant les premières phases du plissement de ces séries : à un niveau métamorphique plus « profond » et à une époque plus ancienne ces minéraux se présentent dans des conditions dynamiques analogues à celles qui verront naître plus au sud et plus tard les chloritoïdes hercyniennes dans les micaschistes supérieurs (île de Groix).

Les *faciès à disthène, sillimanite, andalousite* sont liés par contre à une transformation locale et tardive de ces micaschistes anciens sous l'influence des intrusions de granites à deux micas hercyniens. Alors que la staurotide se développe indépendamment de ces venues et se trouve strictement cantonnée aux micaschistes à deux micas, ces autres minéraux apparaissent à n'importe quel niveau au voisinage des masses

granitiques ou de leurs émanations pegmatitiques, ceci même en dehors des séries appartenant au métamorphisme général.

La sillimanite est étroitement liée à certains faciès gneissiques en bordure des granites, faciès donnant l'impression d'une « imprégnation » des micaschistes par le matériel granitique (Meslan, Le Faouët).

L'andalousite en beaux cristaux se trouve dans les pegmatites qui entourent les granites à deux micas (Guehenno, Saint-Allouestre). Elle existe en petits cristaux abondants dans certains micaschistes transformés au contact immédiat de ces granites, depuis la région de Baud jusqu'à celle de Questembert. Elle prend la forme chistolite lorsque les granites à deux micas débordent le domaine métamorphique primitif et atteignent les séries siluriennes.

Le disthène apparaît dans des « nœuds tectoniques » à l'intérieur de la zone flexurée des micaschistes à staurotide de la région de Baud soumise aux intrusions granitiques et pegmatitiques. Ce sont surtout des amas lenticulaires de quelques décimètres, mêlés de quartz d'exsudation et de muscovite. Plus rarement il imprègne les micaschistes et apparaît alors comme un produit de transformation secondaire de la staurotide puissamment fracturée. Le développement de ce minéral est donc nettement lié à des conditions dynamiques particulières, les mêmes que celles qui ont permis d'autre part la mise en place des granites à deux micas (J. Cogné, 1960). Contrairement à une opinion très courante, le disthène ne se présente pas ici comme un minéral de métamorphisme profond, mais comme un minéral typique de domaines soumis à de puissantes compressions au cours du métamorphisme.

b) Les micaschistes et roches basiques de la baie d'Audierne.

Le *métamorphisme primitif* a donné en baie d'Audierne, aux dépens d'une série rapportée au Briovérien inférieur, des micaschistes à deux micas et des roches basiques grenues, celles-ci représentées surtout par des pyroxénites à grenat passant à des faciès péridotiques dans leur partie supérieure. A la fin de ce métamorphisme, ces faciès ont été rétrotransformés partiellement en micaschistes quartzofeldspathiques et en amphibolites ou serpentines à résidus.

Le *métamorphisme hercynien*, plus sensible que dans la région décrite précédemment, est précédé par une microcataclase intense. Les micaschistes quartzofeldspathiques à biotite sont transformés en schistes à muscovite et chlorite, avec biotite résiduelle, piquetés d'albite

globuleuse de néoformation. Dans les zones les plus fortement soumises au dynamisme pré-métamorphique on observe des exsudations de quartz à ripidolite, ilménite, rutile, parfois avec chloritoïde (Penhors, en Tréogat).

Les amphibolites qui dérivait des pyroxénites à grenat sont transformées en remarquables faciès prasinitiques (toute la région de Tréogat) contenant des noyaux plus ou moins bien conservés d'amphibolites et de grenatites pyroxéniques (Keramoine) dans les fissures desquelles s'observent parfois de belles cristallisations de zoisite.

Les serpentines à résidus sont puissamment diacласées et la serpentinitisation s'accroît, attaquent les pyroxènes et grenats résiduels qui sont transformés en amas chlorito-serpentineux avec exsolution de minerais ferri-fères, chromifères et titanifères. A cette phase se rattachent quelques concentrations de chromite qui, tardives dans l'évolution de la serpentinitisation, se localisent au cœur de certains noyaux diacласés (Ty Lan, Kerguelmès).

c) Les micaschistes et roches basiques de la région côtière méridionale (Le Pouldu-île de Groix).

Il est impossible de comprendre l'évolution minéralogique de l'île de Groix si on la sépare de son homologue moins évolué formé par la région côtière Concarneau-Le Pouldu qui n'est elle-même, au flanc sud de l'anticlinal de Cornouaille, que la répétition des séries de la baie d'Audierne.

Dans les micaschistes du Pouldu se reconnaissent d'une part les micaschistes quartzofeldspathiques et les faciès basiques de la baie d'Audierne dont tous les résidus primitifs ont pratiquement disparu (ce sont essentiellement des amphibolites évoluant vers des prasinites avec rares niveaux de serpentine) et d'autre part, au-dessus, des micaschistes ferro-alumineux de même type que les micaschistes à staurotide septentrionaux, mais considérablement rétro-morphosés. La staurotide ne s'y reconnaît plus qu'à l'état de résidus microscopiques broyés dans un micaschiste où la biotite est elle-même flexueuse, altérée et chloritisée. C'est dans ces faciès déformés et boudinés que se développent les exsudations siliceuses à ilménite et rutile si bien représentées au fond de la baie de la Forest près de Concarneau. Les faciès métamorphiques nouveaux voient apparaître

des micaschistes à pennine et muscovite aux dépens des vieilles séries, tantôt piquetés d'albite (anciens niveaux quartzofeldspathiques), tantôt parsemés de petites lamelles de chloritoïde (anciens faciès ferro-alumineux à staurotide). Assez remarquable à ce sujet est l'albite noire de Raguénès, cristallisée dans un ancien niveau graphiteux.

L'île de Groix, que Charles Barrois comparait à un écrin débordant de gemmes, marque le point culminant de cette évolution métamorphique épizonale hercynienne surimposée aux faciès métamorphiques anciens observés précédemment dans la région de Coray et de Baud et, plus difficilement, en baie d'Audierne ou dans la région du Pouldu. Ici les recrystallisations sont pratiquement totales et ont effacé toutes traces des étapes antérieures qui ne peuvent être retrouvées que par analogie avec les régions voisines. Sauf les faciès à glaucophane, aucune association métamorphique nouvelle n'apparaît ici. Seulement les minéraux y sont mieux et plus abondamment cristallisés.

Du côté des micaschistes, les principaux faciès représentés sont :

- micaschistes à pennine et muscovite,
- micaschistes albitiques,
- micaschistes à grenat,
- micaschistes à chloritoïde,
- micaschistes chloriteux à magnétite,

avec toutes combinaisons possibles entre ces divers minéraux, seuls paraissant s'exclure relativement pennine et grenat. Dans ces faciès, les résidus sont très rares. On y observe un peu de biotite déformée et chloritisée qu'il ne faut pas confondre avec une biotite nouvelle, fraîche et rare, montrant que nous sommes ici à la base des micaschistes supérieurs hercyniens non loin de la zone des micaschistes inférieurs de ce cycle (celle-ci apparaît plus à l'est, de part et d'autre de la Loire). La staurotide a été signalée dans les sables de l'île et paraît exister en résidus difficilement déterminables dans les micaschistes de la côte nord (Le Gripp). Le grenat ancien est plus fréquent, aisément différenciable du grenat de néoformation par ses altérations et rétro-morphoses chloriteuses.

Du côté basique, les faciès principaux sont : pour les faciès amphiboliques :

- micaschistes à glaucophane,
- micaschistes à glaucophane et chloritoïde,
- glaucophanites micacées à épidote,
- glaucophanites à grenat et jadéite,
- (jadéitites à grenat et glaucophane) ;

pour les faciès ultrabasiques :

- serpentines chromifères associées à des micaschistes pyroxéno-amphiboliques à fuschite ;

à quoi il faut ajouter :

- prasinites et ovaridites associées aux micaschistes albitiques, localement riches en glaucophane.

Sauf les jadéitites à grenat parsemées de glaucophane, dont l'existence est seulement soupçonnée ici, tous ces faciès sont bien représentés au sud-est de l'île entre Pointe Saint-Nicolas et Pointe des Chats. Ces jadéitites sont bien connues en préhistoire armoricaine, car elles ont été abondamment utilisées pour la fabrication des haches polies. Leurs caractères pétrographiques permettent de les associer avec beaucoup de vraisemblance à l'histoire métamorphique de l'île de Groix. Mais leur gisement originel n'a pu encore être retrouvé (J. Cogné et P. R. Giot).

Les serpentines sont rares (Kermarec). Elles sont beaucoup plus évoluées qu'en baie d'Audierne et totalement dépourvues de résidus. La chromite y est assez abondante et mieux cristallisée, ce qui confirme le caractère tardif de

sa genèse qui se parallélise avec les derniers épisodes de la serpentinisation.

Prasinites et ovaridites (prasinites essentiellement chloriteuses) sont surtout figurées dans la moitié occidentale de l'île ; glaucophanites et faciès connexes sont plutôt présents dans la partie orientale. De même les micaschistes à pennine sont surtout présents à l'ouest et les micaschistes à chloritoïde à l'est. Dans la zone médiane, les faciès homologues passent latéralement des uns aux autres. En fait ils correspondent tous à un métamorphisme de même intensité (base des micaschistes supérieurs), mais dans des conditions dynamiques différentes : faciès à glaucophane et micaschistes à chloritoïde se développent dans des zones plus intensément déformées et plissées pendant le métamorphisme que les faciès prasinitiques et chloriteux.

Tous les minéraux caractéristiques de ces diverses roches peuvent s'observer en concentrations :

- soit symmétamorphes : grenatites, glaucophanites, albitites...,

- soit tardimétamorphes : géodes et nids d'épidote, d'albite et de quartz..., ou bien amandes d'exsudation quartzreuse à ripidolite, ilménite, rutile, chloritoïde, etc... L'essentiel de ces minéralisations est bien exposé en falaise basse et accessible entre l'anse de Locmaria et la Pointe des Chats.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- BARROIS, C. (1883). — Mémoire sur les schistes métamorphiques de l'île de Groix. *Ann. Soc. Géol. Nord*, *XI*, 18.
- BARROIS, C. (1934). — Le gisement des staurotides en Bretagne et leur genèse. *Ann. Soc. Géol. Nord*, *LIX*, 29.
- COGNÉ, J. (1954). — L'île de Groix (Morbihan). *Bull. Carte Géol. Fr.*, n° 239, *LI*, 41.
- COGNÉ, J. (1957). — Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : Le domaine de l'Anticlinal de Cornouaille. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*
- COGNÉ, J. (1960). — Métamorphisme et granitisation en liaison avec l'évolution orogénique en Bretagne méridionale. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7^e série, *II*, 213.
- GIOT, P. R. (1947). — Les schistes cristallins de la baie d'Audierne. 1) Roches normales, *C. R. S. Soc. Géol. Fr.*, 73. 2) Roches basiques, *C. R. S. Soc. Géol. Fr.*, 113.
- GIOT, P. R. (1948). — Essai synthétique sur la géologie de la Cornouaille occidentale (Finistère). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 5^e série, *XVIII*, 3.
- COGNÉ, J. et GIOT, P. R. — Étude pétrographique des haches polies de Bretagne. *Bull. Soc. Préh. Fr.*, *XLIX* (1952), n° 8, 388. *L*, (1953), n° 1-2, 37. *LII*, (1955), n° 7, 401. *LIV*, (1957), n° 5-6, 240.
- PRUVOST, P. (1949). — Les terres et les mers de Bretagne aux temps paléozoïques. *Ann. Hebert et Haug*, *VII*, 345.

Vermiculite de Decazeville (Aveyron)

PAR R. PULOU, P. MONCHOUX ET P. VETTER,

Laboratoire de Minéralogie, Faculté des Sciences de Toulouse.

Résumé. — De la vermiculite en grandes lames a été découverte au sud du Massif Central dans la région de Decazeville. Ce minéral s'est développé dans les serpentines au contact des gneiss. L'étude minéralogique a montré qu'il s'agissait de vermiculite-chlorite.

La vermiculite a été signalée pour la première fois en France par Lacroix (1895) dans les serpentines de Saint-Préjet-Armandon (Haute-Loire). Dans une étude récente, F. H. Forestier et C. Rouger (1956) ont décrit la vermiculite de ce gîte sous la forme d'agrégats de cristaux microscopiques plus ou moins chloriteux. Au début de l'été dernier, l'un de nous (P. M.) trouvait un minéral phylliteux bronzé à Prayssac, près de Decazeville (Aveyron). Un rapide examen de Laboratoire montra qu'il s'agissait d'une vermiculite susceptible de subir une forte exfoliation sous l'action de la chaleur. Par la suite d'autres indices furent découverts dans la même région, plus à l'ouest, près du hameau de La Cau, puis vers le sud, près de la ferme de Laubarède.

SITUATION GÉOLOGIQUE.

Tous ces indices sont étroitement liés aux serpentines du massif gneissique de La Besse-noits qui s'étend au nord-est du bassin de Decazeville. Ces serpentines, qui existent en de nombreux points sous la forme de petites lentilles interstratifiées, se développent beaucoup le long de la bordure sud du massif gneissique où elles forment les escarpements du Puy-de-Voll. Un second amas de serpentine, également développé, mais moins apparent dans le relief, forme les hauteurs arrondies qui dominent le pays entre les hameaux de La Cau et de Prayssac.

Dans cette dernière région, une petite tranchée et quelques sondages peu profonds exécutés avec une tarière à main montrèrent que la vermiculite formait des amas irréguliers logés

dans des fissures plus ou moins rectilignes de la serpentine. Ces fissures à vermiculite étaient toujours très humides car, jouant le rôle de chenaux, elles drainaient les eaux d'infiltration superficielle. Il est probable que cette fissuration a été un facteur favorable à la formation de la vermiculite en facilitant la transformation de la serpentine. Un autre facteur favorable est la proximité du gneiss. En effet, jusqu'ici tous les indices ont été trouvés près des limites de la serpentine, et même jusqu'au contact du gneiss encaissant. Ce gneiss migmatitique, pénétré de gros cristaux d'oligoclase rose (embréchite œillée), représente probablement la masse feldspathique reconnue indispensable par certains auteurs [Amin et Afia (1951), Kulp et Brost (1954)] à la genèse des vermiculites. A ce sujet, rappelons que la présence de roches feldspathiques, d'ailleurs de natures variables, a toujours été notée à proximité des gisements étrangers de vermiculite.

Nous décrirons maintenant un petit gîte, qui se trouve dans le talus de la route de La Besse-noits à Prayssac, à 600 m environ de ce dernier hameau. Ce gîte est intéressant à considérer, car c'est le seul dont on ait pu dresser la coupe.

En cet endroit, comme le montre la figure 1, la serpentine forme des blocs irréguliers d'environ 50 cm de diamètre qui sont emballés dans la vermiculite. Quand on examine en détail ces blocs, on constate que la serpentine, vert sombre dans les parties centrales, blanchit à la périphérie en perdant sa dureté. La surface des blocs est couverte d'une amphibole orthorhombique du type gédrite dont les fibres, à disposition radiale, ont jusqu'à 6 cm de long. Ces

fibres se prolongent par des prismes vert clair d'actinote (ou parfois de trémolite) qui se terminent irrégulièrement dans la vermiculite massive avec une transition chloriteuse à peine marquée par un liséré vert. Cette vermiculite, tantôt bronzée, tantôt verdâtre, s'étend de la base du sol végétal jusqu'au gneiss sous-jacent.

savonneux et la faible dureté. Par clivage on peut détacher facilement des lames ondulées à peu près homogènes de 5 à 20 mm de diamètre.

Densité des lames mesurées par immersion dans un mélange méthanol-bromoforme : 2,5.

Nous attribuons les petites variations d'in-

TABLEAU I.

Résultats de l'examen microscopique.

| | VERMICULITE BRONZÉE | VERMICULITE VERTE |
|-----------------------------------|---|-------------------------|
| Indices. | $n_g \simeq n_m = 1,57 \text{ à } 1,58$ | $n_g \simeq n_m = 1,60$ |
| Biréfringence. | $n_p = 1,53 \text{ à } 1,54$ | $n_p \simeq 1,54$ |
| Angle des axes optiques $2V$ | 0,030 à 0,040 | 0,020 à 0,040 |
| | 0 à 20° dans les deux cas | |

Dans sa masse on remarque parfois des traînées sinueuses où les lamelles ont pris une orientation parallèle. Cet aspect fait penser à un laminage provoqué par des phénomènes de solifluxion.

dices observées à des différences dans le degré d'hydratation du minéral. L'angle des axes optiques est particulièrement sensible à ce facteur. Deux mesures effectuées sur la même lame

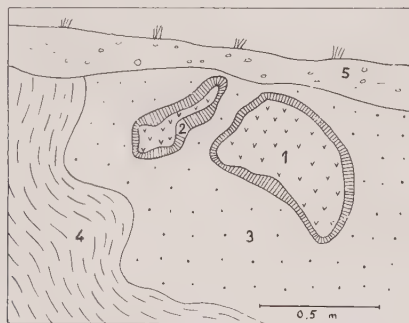


FIG. 1. — Talus de la route de Prayssac à La Bessenois.
1 : serpentinite ; 2 : gedrite ; 3 : vermiculite ; 4 : gneiss ;
5 : sol végétal.

Remarquons que la vermiculite, matière onctueuse, se prête particulièrement bien aux déformations plastiques.

ÉTUDE MINÉRALOGIQUE.

Nous avons plus particulièrement étudié au Laboratoire deux échantillons de vermiculite de Prayssac, l'un de couleur bronzée, l'autre de couleur verte. Ces deux vermiculites se présentent en plaques flexibles, non élastiques ressemblant au talc dont elles possèdent le toucher

TABLEAU II.

Analyse chimique ⁽¹⁾.

(Minéral séché à 80°.)

| | VERMICULITE BRONZÉE | VERMICULITE VERTE |
|---------------------------------------|---------------------|-------------------|
| SiO ₂ | 37,6 | 34,0 |
| Al ₂ O ₃ | 18,6 | 17,4 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,1 | 5,9 |
| FeO. | 3,1 | 0,6 |
| MgO. | 22,2 | 31,5 |
| CaO. | 0,1 | 0,1 |
| Na ₂ O. | — | 0,1 |
| K ₂ O. | — | — |
| H ₂ O total. | 13,9 | 9,7 |
| | 99,6 | 99,3 |

Ces deux analyses diffèrent surtout par la teneur en magnésium qui est plus élevée dans le cas de la vermiculite verte.

avant et après déshydratation partielle à l'étuve ont montré que cet angle diminuait avec la quantité d'eau contenue.

(1) Analyse : M^{lle} LAFFONT.

Capacité d'échange ionique.

Un gramme de vermiculite a été agité pendant une heure avec 50 cm³ d'acide chlorhydrique décinormal. Après centrifugation, on a dosé l'acide résiduel à l'aide d'une solution de soude décinormale. On en a déduit que 100 g de matière fixaient 110 milliéquivalents H⁺.

Analyse thermique.

La courbe (fig. 2 *b*) débute par trois crochets endothermiques en partie superposés entre 100 et 300° qui correspondent au départ en trois étapes, de l'eau interposée.

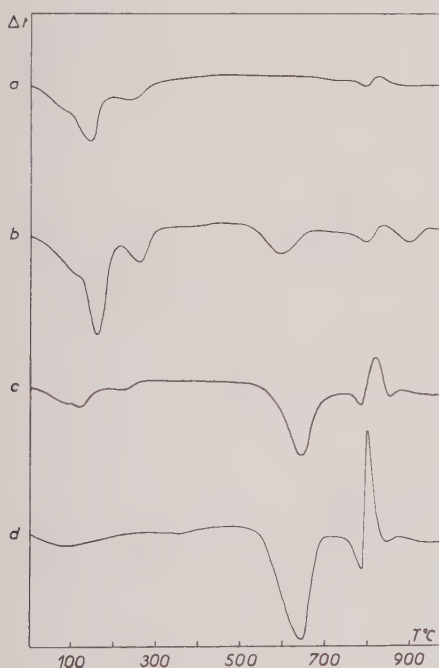


FIG. 2. — Courbes thermiques différentielles. *a* : vermiculite Palabora, U. Sud. Afr. ; *b* : vermiculite bronzée, Prayssac ; *c* : vermiculite verte, Prayssac ; *d* : Pennine, Zermatt, Suisse.

Entre 800 et 900°, on observe un crochet endothermique immédiatement suivi par un crochet exothermique puis par un nouveau crochet endothermique.

Le crochet endothermique correspond à la destruction du réseau cristallin de la vermiculite qui s'effectue avec un nouveau départ d'eau

dû à la libération d'oxhydriles ⁽¹⁾. Le crochet exothermique s'explique par la recristallisation de la matière suivant un réseau d'enstatite. Ces interprétations sont confirmées par la courbe thermogravimétrique et les diagrammes de rayons X.

Tous ces crochets se retrouvent avec des intensités comparables sur la courbe de décomposition thermique de la vermiculite de Palabora (Union Sud Africaine) (fig. 2 *a*). La courbe thermique de notre vermiculite présente, en outre, un large crochet endothermique plus ou moins accusé vers 600°. Peu marqué avec la vermiculite bronzée (fig. 2 *b*) il est net avec la vermiculite verte (fig. 2 *c*).

Nous attribuons ce crochet à la nature, en partie chloriteuse, de nos vermiculites, car ce crochet à 600° est bien connu dans les courbes de chlorites (fig. 2 *d*) où il acquiert une grande intensité.

Nous sommes probablement ici en présence d'une vermiculite-chlorite à structure interfoliée analogue à celle des hydrobiotites.

Exfoliation.

Après exfoliation par chauffage rapide à 800°, les lames de vermiculite bronzée voient leurs épaisseurs multipliées par un facteur de 15 à 25. En même temps la densité apparente de la matière non tassée passe de la valeur 0,8 à 0,08. Cette faible densité apparente de la matière exfoliée, jointe aux grandes dimensions des lames, classe cette vermiculite bronzée parmi les meilleures au point de vue des applications pratiques.

CONCLUSION.

Dans cette note, nous signalons la découverte d'indices de vermiculite dans la région de Decazeville.

Tous les gîtes observés sont situés dans les serpentines à proximité des gneiss encaissants.

Parmi les vermiculites plus ou moins chloriteuses examinées, certaines se sont montrées d'une excellente qualité pour les usages industriels.

(1) En réalité, le départ d'eau s'étale jusqu'à 900° d'où un second crochet endothermique plus ou moins marqué, qui n'est que la continuation du précédent après le phénomène exothermique.

BIBLIOGRAPHIE

- AMIN, M. S. et AFIA, M. S. (1951). — *Econ. Geol.*, U. S. A., 49, n° 3, 317.
 FORESTIER, F. H. et ROUGER, C. (1956). — *Colloque sur la géologie et la minéralogie du Massif Central français*, Public. Fac. Sci. Clermont-Ferrand, fascicule 2, 149.
 KULP, J. L. et BROST, D. A. (1954). — *Econ. Geol.*, U. S. A., 49, n° 2, 211.
 LACROIX, A. (1895). — *Minéralogie de la France et de ses colonies*, 1, 313.
 RAGUIN, E. (1946). — *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 46, n° 221, 187.

Bull. Soc. franç. Minér. Crist.

(1961). LXXXIV, 230-3.

Utilisation du calculateur électronique CAB 500 pour les calculs cristallographiques

PAR A. LAURENT, B. RÉRAT ET C. RÉRAT,

Laboratoire de Cristallographie appliquée, C. N. R. S., Bellevue (Seine-et-Oise).

Résumé. — Utilisation d'un petit calculateur électronique pour les calculs cristallographiques. Exemples d'application à l'affinement des structures par la méthode des moindres carrés et à la recherche des facteurs de diffusion atomique intervenant dans un calcul de facteurs de structure.

INTRODUCTION.

La machine CAB 500 (Calculatrice Arithmétique Binaire) est un calculateur électronique de faible encombrement dont le tambour magnétique comporte environ 8 000 mémoires utilisables et dont les règles de programmation sont assez simples pour pouvoir être assimilées après un apprentissage relativement court. Les données numériques et les ordres de calcul (programme) peuvent être entrés dans la machine, soit directement par le clavier d'une machine à écrire « Flexowriter » connectée au calculateur, soit par une bande perforée introduite dans un lecteur. Les résultats du calcul peuvent être imprimés sur une feuille de papier par la machine à écrire « Flexowriter », ou perforés sur une bande qui pourra être réintroduite ultérieurement dans le lecteur pour fournir les données d'un nouveau calcul.

Dans le domaine de la cristallographie, cette machine est capable d'effectuer une grande partie des calculs utilisés au cours de la détermination des structures cristallines.

Voici les résultats que l'on peut obtenir dans le cas de deux calculs fréquemment employés (1).

10 AFFINEMENT DES STRUCTURES CENTROSYMÉTRIQUES DE L'ESPACE A DEUX DIMENSIONS PAR LA MÉTHODE DES MOINDRES CARRÉS.

1. Problème à résoudre.

Il s'agit d'améliorer les positions atomiques approximatives attribuées aux N atomes de l'unité asymétrique de la maille cristalline. On cherche les 2 N solutions x_{1j}, x_{2j} ($j = 1, 2, \dots, N$), qui rendent minimum l'expression :

$$\mathcal{R} = \sum_{h_1} \sum_{h_2} (KF_o - F_c)_{h_1 h_2}^2 \quad (1)$$

KF_o et F_c sont respectivement les valeurs mesurée (K , facteur d'échelle) et calculée du

(1) Les bandes perforées correspondant aux programmes de ces deux calculs, ainsi que les modes opératoires, peuvent être demandés au Laboratoire de Cristallographie appliquée de Bellevue.

facteur de structure d'indices h_1, h_2 . Les facteurs de structure qui interviennent dans la sommation sont ceux d'une strate équatoriale du réseau réciproque (espace à deux dimensions).

La fonction \mathcal{R} dépend des $2N$ coordonnées atomiques par l'intermédiaire de F_c , dont l'expression, dans le cas du groupe centrosymétrique $p2$ est :

$$F_c = 2 \sum_j f_j \cos 2\pi (h_1 x_{1j} + h_2 x_{2j}) \quad (2)$$

Les formules utilisées dans les calculs sont les suivantes :

$$\left. \begin{aligned} \Delta x_{1j} &= \frac{\sum_{h_1} \sum_{h_2} (KF_o - F_c) \frac{\partial F_c}{\partial x_{1j}}}{\sum_{h_1} \sum_{h_2} \left(\frac{\partial F_c}{\partial x_{1j}} \right)^2}; \\ \Delta x_{2j} &= \frac{\sum_{h_1} \sum_{h_2} (KF_o - F_c) \frac{\partial F_c}{\partial x_{2j}}}{\sum_{h_1} \sum_{h_2} \left(\frac{\partial F_c}{\partial x_{2j}} \right)^2}. \end{aligned} \right\} \quad (3) \quad j = 1, 2, \dots, N. \quad (4)$$

Ce système d'équations linéaires ne comporte que des termes diagonaux et par conséquent il est seulement applicable aux coordonnées des atomes qui sont bien résolus dans les diagrammes de densité électronique (1959).

L'affinement ne porte pas sur les coefficients B_j des facteurs de température atomiques.

Le facteur d'échelle K est calculé à chaque cycle d'affinement ; on lui donne la valeur :

$$K = \frac{\sum_{h_1} \sum_{h_2} |F_c|}{\sum_{h_1} \sum_{h_2} |F_o|} \quad (5)$$

2. Méthode générale de calcul.

Après introduction des données numériques et du programme d'instructions (qui comporte environ 250 instructions) au moyen de bandes perforées, la machine est mise en marche. Elle effectue successivement les calculs suivants :

1) *Calcul de tables de $\cos 2\pi h_1 x_{1j}$, $\sin 2\pi h_1 x_{1j}$, $\cos 2\pi h_2 x_{2j}$, $\sin 2\pi h_2 x_{2j}$.*

Ce calcul est effectué pour toutes les valeurs de h_{1j} , h_{2j} , x_{1j} , x_{2j} , fournies avec les données.

Les valeurs des fonctions trigonométriques constituant ces tables sont rangées dans 4 séries de mémoires du tambour magnétique.

2) *Calcul des facteurs de structure.*

Ceux-ci sont mis sous la forme :

$$F_c = 2 \sum_j f_j (\cos 2\pi h_1 x_{1j} \cos 2\pi h_2 x_{2j} - \sin 2\pi h_1 x_{1j} \sin 2\pi h_2 x_{2j}). \quad (6)$$

Les valeurs des fonctions trigonométriques sont données par les tables calculées dans la phase précédente.

3) *Calcul du facteur résiduel R .*

$$R = \frac{\sum_{h_1} \sum_{h_2} |KF_o - F_c|}{\sum_{h_1} \sum_{h_2} |KF_o|} \quad (7)$$

4) *Calcul du facteur d'échelle (formule (5)).*

Ce rapport est calculé à chaque cycle d'affinement. Le résultat est utilisé dans le cycle suivant pour le calcul de R , Δx_{1j} , Δx_{2j} .

5) *Calcul de Δx_{1j} , Δx_{2j} .*

Les valeurs de Δx_{1j} et Δx_{2j} sont calculées au moyen des formules (3) et (4). Pour certaines valeurs de j choisies d'avance il est possible de ne pas effectuer le calcul correspondant. Après le calcul du dernier x_{2j} , la machine recommence immédiatement un nouveau cycle d'affinement en calculant de nouvelles tables (§ 1) à partir des coordonnées $x_{1j} + \Delta x_{1j}$, $x_{2j} + \Delta x_{2j}$.

3. Sortie des résultats.

1) *Calcul des facteurs de structure.*

Lorsque le calcul des tables est terminé la machine imprime ligne par ligne les résultats relatifs à chaque facteur de structure au fur et à mesure de l'avancement des calculs. Chaque ligne donne, dans l'ordre, les quantités :

$$h_1, h_2, F_c, |KF_o| \text{ et } KF_o - F_c.$$

L'impression de ces résultats peut être supprimée à la demande de l'utilisateur, grâce à la manœuvre d'un bouton poussoir qui se trouve sur le tableau de commandes.

2) *Calcul de R et de K.*

La machine imprime sur une ligne les valeurs de :

$$\sum_{h_1} \sum_{h_2} |KF_o - F_c|, \sum_{h_1} \sum_{h_2} |KF_o|,$$

R et K (nouvelle valeur).

3) *Calcul de Δx_{1j} , Δx_{2j} .*

A chaque atome, de numéro d'ordre j , correspondent deux lignes de résultats :

$$\begin{aligned} j, x_{1j}, \Delta x_{1j}, x_{1j} + \Delta x_{1j}; \\ x_{2j}, \Delta x_{2j}, x_{2j} + \Delta x_{2j}. \end{aligned}$$

4. *Durée des calculs (exemple).*

La maille cristalline du chlorhydrate de perkinamine (1960) contient 11 atomes par unité asymétrique (groupe $P2_12_12_1$). L'affinement a porté sur les 11 positions atomiques dans la projection de la structure sur le plan (100).

Le calcul des tables demande 7 minutes.

Le calcul de 150 facteurs de structure F_{okl} demande 38 minutes si les résultats sont imprimés (15 secondes par facteur de structure), et 25 minutes s'ils ne sont pas imprimés (10 secondes par facteur de structure).

Le calcul de Δx_{1j} et Δx_{2j} demande 5 minutes par atome, soit au total 55 minutes.

Un cycle d'affinement a donc une durée comprise entre 1 h 25 m et 1 h 40 m environ.

5. *Volume de données maximum admissible.*

Nombre maximum d'atomes dans l'unité asymétrique : $j_o = 20$;

Nombre maximum d'espèces chimiques : $e_o = 10$;

Nombre maximum de facteurs de structure : $P_o = 300$;

Valeur maximum de l'indice h_1 maximum : $h_{1M} = 20$ ($h_1 > 0$) ;

Différence maximum entre l'indice h_2 maximum et l'indice h_2 minimum : $h_{2M} - h_{2m} = 30$ ($h_{2M} > 0$, $h_{2m} < 0$).

La programmation sur le calculateur CAB 500 étant très facile, on peut rapidement modifier les caractéristiques de ce programme. C'est ainsi que l'on pourrait introduire un plus grand nombre d'atomes (augmenter j_o) à condition de faire diminuer par ailleurs le volume d'autres données, par exemple le nombre d'espèces chimiques (e_o) de façon à ne pas dépasser la capacité utilisable de 8 000 mémoires.

2° RECHERCHE DES VALEURS DES FACTEURS DE DIFFUSION ATOMIQUES CORRESPONDANT AUX RÉFLEXIONS SÉLECTIVES PAR LES PLANS RÉTICULAIRES D'UN CRISTAL.

1. *Problème à résoudre.*

Étant donnée une maille cristalline de dimensions connues, il s'agit de dresser une table donnant, pour chaque plan réticulaire (hkl), les valeurs des facteurs de diffusion f relatifs à un certain nombre d'atomes. On dispose pour cela d'une table des valeurs de f en fonction de $\frac{4 \sin^2 \theta}{\lambda^2} = \frac{1}{d^2}$ pour chaque catégorie d'atomes, $1/d^2$ variant de 0,010 à 1,650 Å⁻².

2. *Méthode générale de calcul.*

Il faut d'abord enregistrer en mémoire, dans la machine, la table des f relatifs aux atomes désirés. La machine devra ensuite, pour chaque plan (hkl), calculer la valeur de $1/d^2$. Munie de cette valeur, elle devra enfin chercher dans les tables les valeurs de f correspondantes pour les catégories d'atomes désirées.

1) *Table des facteurs de diffusion atomique f .*

Cette table est établie avec un pas d'accroissement de $1/d^2$ suffisamment réduit pour qu'il ne soit pas nécessaire d'interpoler. Le programme de calcul actuel a été établi pour quatre catégories d'atomes seulement (Cl, O, N, C ou Br, O, N, C), mais il pourrait être modifié en vue d'admettre un nombre d'atomes plus grand.

La limite 1,650 Å⁻², adoptée pour $1/d^2$, correspond à peu près à la plus petite distance réticulaire accessible avec le rayonnement K α_1 du cuivre.

2) *Calcul de $1/d^2$.*

Le programme établi actuellement utilise l'expression :

$$1/d^2 = h_1^2 a_1^{*2} + h_2^2 a_2^{*2} + h_3^2 a_3^{*2} + 2h_1 h_3 a_1^* a_3^* \cos \alpha_2^*,$$

où a_1^* , a_2^* , a_3^* et α_2^* sont les paramètres de la maille réciproque du cristal obtenus à partir des diagrammes de diffraction :

$a_1^* = 1/d_{100}$, $a_2^* = 1/d_{010}$, $a_3^* = 1/d_{001}$; α_2^* est mesuré directement sur ces diagrammes de diffraction.

On a donc supposé que $\cos \alpha_1^* = \cos \alpha_3^* = 0$ et par suite l'expression n'est pas applicable au cas du système triclinique.

3) Recherche des f dans la table.

La machine, ayant retenu la valeur de $1/d^2$ calculée au cours de la phase précédente, compare cette valeur aux différentes entrées de la table. Elle détermine l'entrée de la table qui est le plus proche de la valeur calculée et lit les valeurs des 4 facteurs f_{Cl} (ou f_{Br}), f_O , f_N , f_C , correspondants.

4) Progression du calcul.

Le calcul de $1/d^2$ et la recherche des f s'effectuent automatiquement pour les différents plans dans l'ordre :

(100), (200), (300), etc...

jusqu'à ce que la valeur de $1/d^2$ dépasse le maximum de la table. A ce moment la machine ajoute une unité à h_2 et prend les plans :

(010), (110), (210), (310), etc...

Lorsque l'on ne peut faire croître ni h_1 ni h_2 sans que $1/d^2$ dépasse le maximum de la table, la machine fait alors croître h_3 d'une unité et recommence tout le cycle de calcul en prenant les plans :

(001), (101), (201), (301), etc...

Lorsqu'on ne peut plus faire croître h_1 , ni h_2 , ni h_3 , la machine s'arrête si $\alpha_2 = 90^\circ$. Si $\alpha_2 \neq 90^\circ$ (cas du système monoclinique par exemple), la machine continue le calcul en prenant cette fois les valeurs négatives de h_1 dans l'ordre :

($\bar{1}$ 01), ($\bar{2}$ 01), ($\bar{3}$ 01), etc...

Elle s'arrête lorsqu'elle a examiné toutes les valeurs négatives de h_1 , les valeurs de h_2 et h_3 restant toujours positives.

3. Sortie des résultats.

Les résultats sont perforés sur bande, par l'intermédiaire de la « Flexowriter », un plan après l'autre, dans l'ordre :

h_1 , h_2 , h_3 , $1/d^2 (\times 1000)$, f_{Cl} (ou f_{Br}), f_O , f_N , f_C , et les plans se succèdent dans l'ordre défini plus haut.

La bande perforée ainsi obtenue peut être utilisée de deux façons différentes :

1) Impression des f avec mise en page.

A l'aide d'un petit programme très simple, la machine peut relire la bande et imprimer tous

les résultats qu'elle contient avec une mise en page telle que les données relatives à un même plan s'inscrivent sur une même ligne.

2) Perforation d'une nouvelle bande destinée à fournir les données d'un nouveau calcul (calcul de facteurs de structure, affinement par la méthode des moindres carrés).

A l'aide de programmes spéciaux adaptés à chaque cas particulier, la machine peut relire la bande précédente pour en fabriquer une nouvelle ne portant que les valeurs h_1 , h_2 , h_3 , f_{Cl} (ou f_{Br}), f_O , f_N , f_C , relatives à certains plans définis à l'avance. On pourra, par exemple, ne laisser subsister sur cette bande que les plans pour lesquels les intensités réfléchies ont réellement été mesurées, ou bien ceux pour lesquels h_1 (ou h_2 , ou h_3) est nul ; on pourra également supprimer les f relatifs à une certaine espèce d'atome (O ou N par exemple).

La nouvelle bande obtenue pourra alors servir à entrer les données nécessaires pour un calcul ultérieur : calcul de facteurs de structure, affinement par la méthode des moindres carrés.

4. Durée du calcul.

Le calcul exige environ 9 secondes pour chaque plan, soit 15 minutes pour 100 plans.

CONCLUSION.

Les résultats obtenus jusqu'à présent avec la machine CAB 500 sont très encourageants. Des programmes actuellement en préparation doivent permettre d'effectuer les calculs les plus couramment utilisés dans la détermination des structures cristallines avec possibilité d'extension à l'espace à trois dimensions.

D'autre part, la manipulation de la machine et la programmation des calculs étant des opérations relativement simples, l'utilisateur peut préparer ou modifier les programmes selon les circonstances et se charger lui-même de l'exécution des calculs sans avoir besoin de recourir à un programmeur spécialisé. Cela présente l'avantage de permettre un gain de temps considérable du fait que seul l'utilisateur a une connaissance suffisamment précise du problème posé pour pouvoir organiser les calculs dans les meilleures conditions.

BIBLIOGRAPHIE

- International tables for X-ray crystallography* (1959), 11, 326. WAGNER-JAUREG, T. et ROTH, M. (1960). — *Chem. Ber., Dtsch.*, 93, Jahrg., 12, 3036.

L'analyse thermique différentielle de la sidérite

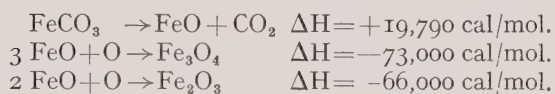
PAR S. ST. J. WARNE,

School of Mining Engineering and Applied Geology, The University of New South Wales, Sydney, Australia.

Résumé. — De nombreux travaux sur l'analyse thermique différentielle de la sidérite ont été publiés ; ils sont analysés et discutés. Les résultats concordent à l'exception de ceux de Caillère et Pobeguïn (1960).

Au cours d'un travail de recherches sur les substances minérales dans le charbon, une étude minéralogique de carbonates simples a été entreprise au Laboratoire de la Division de Géologie Appliquée de l'Université de New South Wales. Étant donné l'importance de la sidérite que l'on trouve en grains fins ou en agrégats dans les sédiments qui constituent des réserves de pétrole, l'étude de ce minéral a été reprise. Plusieurs courbes d'analyse thermique différentielle en particulier ont été effectuées et comparées aux résultats déjà publiés. Tous ceux-ci sont concordants à l'exception de ceux de Caillère et Pobeguïn (1960).

Kelley et Anderson avaient indiqué dès 1935 que dans l'air on pouvait s'attendre à la fois à des pics endothermiques et à des pics exothermiques et ils avaient donné les valeurs thermodynamiques suivantes :



Ils ont trouvé que la dissociation de la sidérite en oxyde ferreux et gaz carbonique est une réaction endothermique, la chaleur de dissociation étant de 19 790 cal/mol. L'oxydation de l'oxyde ferreux qui en provient en Fe_3O_4 ou Fe_2O_3 est au contraire une réaction fortement exothermique. Ils ont calculé une température de dissociation de 495° C, mais ils pensent que cette température est trop faible. 53 courbes ont été examinées : 3 ont été reproduites ici (fig. 1 courbes 1, 2 et 3) ; 50 ont été relevées dans les travaux antérieurement publiés :

Cuthbert et Rowland (1947 a), Kerr et Kulp (1947), Speil (1945), Berkelhamer (1945), Row-

land et Jonas (1949), Kauffman et Dilling (1950), Beck (1950), Galloni (1950), Kulp, Kent et Kerr (1951), Kirsch (1957), Webb et Heystek



FIG. 1. — Courbes d'analyse thermique différentielle déterminées dans l'air pour trois échantillons différents de sidérite.

Vitesse de chauffe 15° C/mn.

Provenance : (1) Broken Hill, Australia, University of N. S. W. N° 329 (2) Kalgoorlie, W. Aust.,¹ W. A. Chem. Labs N° S. 4152. (3) Siegen Prussia. Australian Museum. N° D. 34750.

(1957), Papailhau (1958), et Papailhau (1959). Une proportion d'environ 50 % des travaux donne une température de dissociation très voisine de celle indiquée ci-dessus ; les autres se répartissent à peu près également en deux groupes dont l'un indique une température de dissociation nettement supérieure et l'autre une température nettement inférieure à 495° C.

Rowland et Jonas (1949), Graf (1952), Bradley, Burst et Graf (1953) d'une part, Clegg (1955) au cours d'une étude sur le charbon d'autre part, ont étudié ce carbonate ; ils ont tous montré combien les courbes d'analyse thermique différentielle sont sensibles à une modification, même très faible de la vitesse d'échauffement, de l'arrangement, de la dimension des particules de l'échantillon, de la durée du broyage, de la composition de l'échantillon, de la filtration des sels solubles, de la résistance électrique et du genre d'appareil utilisé. En outre, Rowland et Jonas (1949), Haul et Heystek (1952) Webb et Heystek (1957) et Caillère et Pobeguïn (1960) ont montré les importantes modifications des courbes qui se produisent lorsqu'on travaille en atmosphère d'azote, d'argon ou de gaz carbonique (fig. 2, courbe 2). Toutes ces considérations suffisent à justifier les diverses températures de dissociation obtenues.

Il importe de noter qu'à deux exceptions près : Cuthbert et Rowland (1947 a) et Caillère et Pobeguïn (1960) toutes ces nombreuses courbes d'analyse thermique différentielle de la sidérite obtenues dans l'air présentent un important pic endothermique souvent précédé d'un faible pic exothermique et toujours suivi d'un ou deux pics exothermiques dont le premier est le plus développé et présente la forme d'une courbe bien définie se terminant en pointe aiguë (fig. 1, courbes 1, 2 et 3) ou en forme plus douce d'une hampe un peu arrondie, que Kerr et Kulp (1947) ont appelée fort à propos un dôme d'oxydation. La deuxième de ces réactions exothermiques donne généralement un pic en forme de dôme qui suit parfois immédiatement le premier pic formant dans des cas extrêmes une double courbe exothermique, sans retour à la droite de base. Cependant, en général, le deuxième pic n'apparaît qu'après une considérable augmentation de la température de l'échantillon dans le four.

La première exception est relevée dans les travaux de Cuthbert et Rowland (1947 a) : la courbe publiée ne présente qu'un pic exothermique relativement petit ; mais dans un article ultérieur (1947 b) ces auteurs retrouvent la pré-

sence d'un important pic endothermique signalé par nombre d'autres chercheurs. Il faut noter que Rowland et Jonas (1949) avaient obtenu une courbe analogue dans l'air et Papailhau (1958 et 1959) dans un courant d'oxygène en broyant très finement l'échantillon de sidérite avant d'en faire l'analyse thermique différentielle.

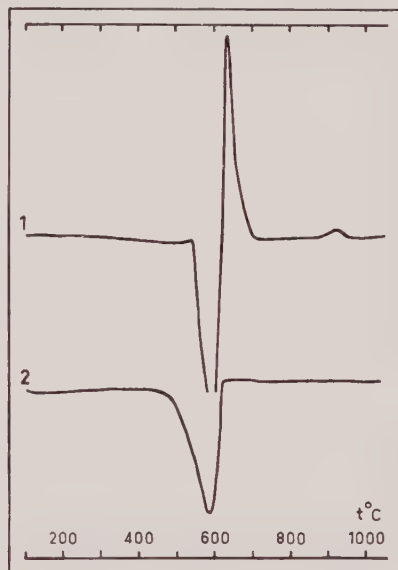


FIG. 2. — Courbes d'analyse thermique différentielle de la sidérite, University of New South Wales, échantillon n° 329 dilué avec Al_2O_3 dans le rapport 1/1.

(1) Dans l'air. (2) dans l'argon.
Vitesse de chauffe 15°C/mm.

La deuxième exception est relevée dans les travaux de Caillère et Pobeguïn (1960) : la courbe établie dans l'air ne présente aucune réaction exothermique. Expliquer cette lacune dans le travail de deux chercheurs aussi connus est très difficile. Cependant le travail de Rowland et Jonas (1949) en donne peut-être une explication au moins partielle. Leur première courbe (courbe A) obtenue en atmosphère d'air ressemble beaucoup aux courbes représentées sur la figure 1 (courbes 1, 2 et 3). On remarque le faible pic exothermique initial ; la deuxième courbe (courbe B) a été obtenue en atmosphère inerte et ressemble à la courbe indiquée sur la figure 2 (courbe 2). Dans ces conditions toute trace de réaction exothermique est supprimée (ceci a été confirmé par Papailhau en 1958). On obtient ainsi une courbe très semblable à celle

de Caillère et Pobeguïn (1960). Leur 3^e courbe (courbe C) obtenue en recouvrant l'échantillon et en faisant ensuite l'analyse thermique différentielle dans l'air comme précédemment, présente le pic endothermique et un dôme exothermique final, un peu agrandi, le pic exothermique principal étant entièrement absent. Le dôme exothermique final a été ensuite étudié pour voir s'il était dû à l'oxydation. L'échantillon a d'abord été chauffé à 1,000° C en atmosphère d'azote, ce qui a fourni une courbe analogue à la figure 2 (courbe 2) puis on a laissé l'échantillon se refroidir jusqu'à 300° C ; à ce moment on a remplacé l'atmosphère d'azote par l'air, ce qui a entraîné immédiatement une dépression exothermique ; en chauffant de nouveau l'échantillon à 1,000° C dans l'azote, le dôme exothermique final apparaît entre 750° et 850° C. Le fait que ce dôme ne corresponde pas à une réaction d'oxydation, mais indique probablement une modification dans l'un des produits de l'oxydation précédente (probablement γ Fe₂O₃ qu'on ne discerne pas aisément quand il est mélangé à la magnétite) a été suggéré par l'absence de ce dôme en atmosphère d'azote, après la perte du gaz carbonique, et par sa présence, même lorsque le matériau exposé à l'air a été chauffé dans cet intervalle de température en atmosphère d'azote. Ils ont également étudié aux rayons X les produits obtenus en chauffant la sidérite à diverses températures à l'air, et ont conclu, qu'après suppression du gaz carbonique, il subsiste un mélange d'hématite et de spinelle (probablement de la magnétite). Les échantillons chauffés dans l'azote aux mêmes températures contenaient ce spinelle ; l'échantillon chauffé sous couvercle en contenait plus de 90 %. Les études de diffraction de rayons X des divers produits à 1 000° C indiquent exactement les mêmes constituants, mais une plus grande quantité d'hématite. Kulp, Kent et Kerr (1951) sont d'accord sur ces points généraux mais pensent, après une étude aux rayons X, que le produit obtenu après le premier pic exothermique est un mélange d'hématite (α — Fe₂O₃) et de maghémite (γ — Fe₂O₃) ; ils font remarquer que la maghémite a le réseau d'un spinelle avec des défauts et attribuent le deuxième pic exothermique à la transformation du γ — Fe₂O₃ en α — Fe₂O₃. En outre, pour confirmer que la substance obtenue à 1 000° C est essentiellement de l'hématite, ils se basent sur l'impossibilité de la formation de magnétite dans ces conditions. Ce fait n'est pas accepté par tous les chercheurs et Papailhau (1958) en étudiant le

même problème par la même méthode dit, à propos de sa courbe *d* (fig. 7) : « On distingue de 380° C à 460° C, une partie exothermique (Ex. 1) où le carbonate se décompose en FeO, immédiatement oxydé en Fe₃O₄ ; de 460° C à 550° C, une partie endothermique (Ed. 1) où la décarbonatation est prépondérante ; de 550° C à 620° C une réaction exothermique (Ex. 2) pendant laquelle tout le FeO formé se transforme en Fe₃O₄ ; à 800° C environ, la réaction exothermique (Ex. 3) marque l'oxydation de Fe₃O₄ en Fe₂O₃ ». La vitesse de l'oxydation qui constitue la première réaction exothermique notable est considérée comme très grande à l'air, car l'oxydation apparaît dès la disparition du gaz carbonique [Frederickson (1948), Rowland et Jonas (1949)].

Il semble donc que l'anomalie de la courbe présentée par Caillère et Pobeguïn soit due, soit au fait qu'elle a été obtenue en atmosphère inerte ne contenant pas d'oxygène, soit à une erreur relative à l'échantillon, soit à quelque caractéristique spéciale de leur appareil.

Les courbes de la figure 1 nos 1, 2 et 3, et de la figure 2, nos 1 et 2 ont été obtenues avec l'appareil d'analyse thermique différentielle de la division de géologie appliquée de l'Université de New South Wales (vitesse de chauffe 15° C/mn). Des trois échantillons utilisés, un seul a été malheureusement analysé chimiquement (tableau 1) ; cependant les courbes thermogravimétriques (vitesse de chauffe 5° C/mn) sont en bon accord (fig. 3), ce qui indique que ces échantillons sont des sidérites relativement pures.

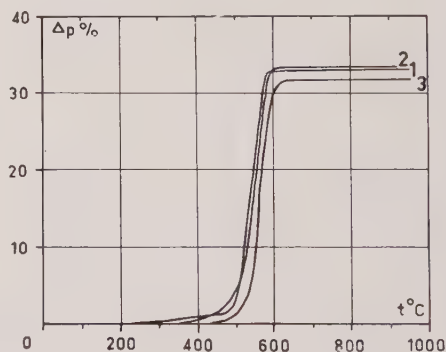


FIG. 3. — Comparaison des courbes d'analyse thermogravimétrique de trois échantillons de sidérite.

(1) Univ. N. S. W. N° 329. (2) W. A. Chem. Labs. N° S. 4152. (3) Aust. Mus., N° D. 34750.

Vitesse de chauffe 5° C/mn.

TABLEAU I.

Remerciements.

**Analyse chimique
de l'échantillon de sidérite n° 329
(University of New South Wales).**

| | |
|--------------------------------------|---------|
| FeO | 50,64 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,10 |
| CaO | 0,82 |
| MgO | 4,54 |
| MnO | 3,94 |
| CO ₂ | 39,44 |
| SiO ₂ | 0,48 |
| Total | 99,96 % |

L'auteur exprime sa gratitude au Directeur du Australian Museum Dr J. W. EVANS et à M. R. O. CHALMERS (Conservateur des Minerais) qui ont permis l'accès aux collections du Musée et lui ont choisi de beaux échantillons, ainsi qu'à M. L. W. SAMUEL, Directeur du Western Australian Government Chemical Laboratories, qui lui a gracieusement fourni l'un des échantillons de sidérite utilisés.

L'analyse chimique de la sidérite a été effectuée par M. G. T. SEE, géochimiste du Department of Applied Geology.

BIBLIOGRAPHIE

- BECK, C. W. (1950). — Differential Thermal Analysis Curves of Carbonate Minerals. *Amer. Mineral.*, 35, 985.
- BERKELHAMER, L. H. (1945). — An Apparatus for Differential Thermal Analysis. *U. S. Bureau Mines Tech. Paper*, n° 664, 38.
- BRADLEY, W. F., BURST, J. F. and GRAF, D. L. (1953). — Crystal Chemistry and Differential Thermal Effects of Dolomite. *Amer. Mineral.*, 38, 207.
- CAILLÈRE S., et POBEGUIN, Th. (1960). — Contribution à l'étude des carbonates simples anhydres. *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 83, 36.
- CLEGG, K. E. (1955). — Some Experimental Factors that Modify Differential Thermograms of Bituminous Coal. *Illinois State Geol. Surv. Report Investigations*, n° 190.
- CUTHBERT, F. L. et ROWLAND, R. A. (1947 a). — Differential Thermal Analysis of some Carbonate Minerals. *Amer. Mineral.*, 32, 111.
- CUTHBERT, F. L. et ROWLAND, R. A. (1947 b). — *Amer. Mineral.*, 32, 591.
- FREDERICKSON, A. F. (1948). — Differential Thermal Curve of Siderite. *Amer. Mineral.*, 33, 372.
- GALLONI, E. E. (1950). — The Crystal Structure of Ferroan Zincian Rhodochrosite. *Amer. Mineral.*, 35, 562.
- GRAF, D. L. (1952). — Preliminary Report on the Variations in Differential Thermal Curves of Low-iron Dolomites. *Amer. Mineral.*, 37, 1.
- HAUL, R. A. W. et HEYSTEK, H. (1952). — Differential Thermal Analysis of the Dolomite Decomposition. *Amer. Mineral.*, 37, 166.
- KAUFFMAN, A. J. et DILLING, E. Don (1950). — Differential Thermal Curves of Certain Hydrous and Anhydrous Minerals, with a Description of the Apparatus Used. *Economic Geol.*, 45, n° 3, 222.
- KELLEY, K. K. et ANDERSON, C. T. (1935). — Contributions to the Data on Theoretical Metallurgy Pt. IV. *U. S. Bureau Mines Bull.*, 384.
- KERR, P. F. et KULP, J. L. (1947). — Differential Thermal Analysis of Siderite. *Amer. Mineral.*, 32, 678.
- KIRSCH, H. (1957). — Die Anwendung der Differentialthermoanalyse bei der Kohlenuntersuchung. *Brennst. Chem.*, Dtsch., 38, n° 56, 87.
- KULP, J. L., KENT, P. et KERR, P. E. (1951). — Thermal Study of the Ca-Mg-Fe Carbonate Minerals. *Amer. Mineral.*, 36, 643.
- PAPAILHAU, J. (1958). — Nouveau Dispositif d'Analyse Thermique Différentielle. *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 81, 142.
- PAPAILHAU, J. (1959). — Appareil d'analyses Thermiques Pondérales et Différentielles Simultanées. *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 82, 367.
- ROWLAND, R. A. et JONAS, E. C. (1949). — Variations in Differential Thermal Analysis Curves of Siderite. *Amer. Mineral.*, 34, 550.
- SPEIL, A. (1945). — Applications of Thermal Analysis to Clays and Aluminous Minerals. *U. S. Bureau Mines Tech. Paper*, n° 664, 38.
- WEBB, J. L. et HEYSTEK, H. (1957). — The Carbonate Minerals. In McKENZIE, R. C. *The Min. Differential Thermal Analysis of Clays*. Soc. (Clay Min. Group), London, 329.

Sur une amphibolite à olivine

(Cap de Bouirex, massif de la forêt de Castillon, Ariège)

PAR J. RAVIER ET J. THIÉBAUT,

Laboratoire de Pétrographie, Sorbonne, Paris.

Laboratoire de Géologie et Minéralogie, Besançon.

Résumé. — L'amphibolite du cap de Bouirex est composée de 57 % d'une hornblende de la variété pargasite et comporte de nombreux cristaux d'olivine entourés d'une couronne réactionnelle d'enstatite et de spinelle. Une évolution secondaire a parfois transformé l'olivine en serpentine et l'enstatite en talc. L'étude minéralogique et chimique ainsi que la comparaison que nous avons faite avec une amphibolite prismée décrite à Blackrock (Canada) indiquent que la roche du cap de Bouirex dérive, par métamorphisme, d'un ancien basalte à olivine.

Le massif de la forêt de Castillon est entièrement constitué par des formations cristallophylliennes profondes parmi lesquelles dominent les faciès gneissiques et granitiques. A 200 m à l'E-NE du cap de Bouirex, sommet culminant du massif, les quelques rochers qui pointent à travers la pelouse sont formés par une pegmatite riche en grenats. Parmi ces affleurements, sur une surface très réduite et sans contact visible avec la pegmatite, apparaît une roche sombre, à grain fin, parsemée de cristaux d'olivine de 1 à 4 mm. Notre étude a montré qu'il s'agissait d'une amphibolite à olivine.

En lame mince, la roche montre surtout une amphibole beige pâle et faiblement pléochroïque dont les grains, isométriques (0,1 à 0,2 mm), ont leurs contours soulignés par un très fin liséré (0,01 mm) de fibres de chlorite associées à quelques particules d'oxydes de fer. Les caractères optiques de cette amphibole (moyennes de plusieurs mesures : $n_g/c = 20^\circ$; $2V = +80^\circ$; $n_g - n_p = 0,020$ environ) ne suffisent pas pour la déterminer exactement, car ils sont communs aux espèces cummingtonite et pargasite. Mais les résultats de l'analyse chimique permettront de préciser qu'il s'agit d'une pargasite.

Dans cette mosaïque d'amphiboles apparaissent, assez irrégulièrement disposés, de petits grains de magnétite et surtout de larges agrégats de composition complexe. La plupart de ces agrégats sont formés d'un noyau monocristal-

lin d'olivine présentant parfois des golfes de corrosion (fig. 1) et entouré de couronnes successives :

a) au contact du péridot, une zone formée de chrysotile, limitée vers l'extérieur par un mince liséré d'oxydes de fer (fig. 2) ; un peu de talc est parfois mêlé au chrysotile ;

b) n'apparaissant que dans les cas les plus complexes, une deuxième zone, semblable à la première mais à dominance talqueuse, bordée elle aussi vers l'extérieur par un liséré d'oxydes de fer (fig. 4) ;

c) une dernière zone à cristaux d'enstatite rayonnant et s'appuyant vers l'extérieur sur les grains d'amphibole de la masse, donnant ainsi l'aspect d'une couronne réactionnelle (fig. 1 et 2). Pris dans cette masse pyroxénique, se détachent quelques cristaux d'un spinelle vert. Souvent, l'enstatite a été transformée en talc et l'on voit alors un fond talqueux englobant des reliques de pyroxène et les grains de spinelle (fig. 3 et 4). Cette zone a une importance variable : elle peut former une étroite auréole autour de grandes plages d'olivine ; mais elle peut aussi s'étendre plus largement, cet accroissement se faisant aux dépens du péridot ; il arrive même que celui-ci ait complètement disparu et que l'on ait un simple agrégat formé de talc, d'enstatite et de spinelle.

Des mesures de la composition modale ont donné, en moyenne : amphibole 57 % ; olivine 9 % ; enstatite 7 % ; spinelle 2 % ; serpentine

5 % ; talc 13 % ; divers (chlorite, oxydes) 7 %. La répartition de l'olivine dans la roche est irrégulière :

certaines parties en sont plus riches (jusqu'à 13 %), d'autres plus pauvres, qu'il n'apparaît dans la moyenne indiquée ci-dessus. Par ailleurs, les proportions d'enstatite et de talc varient également, mais en sens inverse l'une de l'autre, le total enstatite + talc restant à peu près constant (de l'ordre de 20 %).

Les résultats de l'analyse chimique sont donnés ci-dessous (analyse n° 2) :

TABLEAU I.

Analyses chimiques.

N° 1 : Océanite, Piton de la Fournaise, Réunion (A. Lacroix, Minéralogie de Madagascar, t. III, p. 50). — N° 2 : Amphibolite à olivine, cap de Bouirex, Pyrénées, Analyse nouvelle par M. Patureau, Paris, 1959. — N° 3 : Amphibolite à olivine, Blackrock Island, Ontario, Canada (G. M. Friedman, 1953).

| | n° 1 | n° 2 | n° 3 |
|--------------------------------------|--------|--------|-------|
| SiO ₂ | 43,96 | 43,10 | 40,74 |
| Al ₂ O ₃ | 9,84 | 10,00 | 10,91 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,04 | 5,90 | 4,51 |
| FeO..... | 10,40 | 6,80 | 6,24 |
| MnO..... | n. d. | 0,26 | 0,15 |
| MgO..... | 20,70 | 22,20 | 24,16 |
| CaO..... | 7,93 | 6,30 | 5,17 |
| Na ₂ O..... | 1,48 | 0,70 | 0,80 |
| K ₂ O..... | 0,62 | 0,15 | 0,05 |
| TiO ₂ | 2,07 | 0,85 | 0,10 |
| P ₂ O ₅ | 0,25 | tr | 0,02 |
| H ₂ O ⁺ | 0,01 | 0,30 | 6,00 |
| H ₂ O ⁻ | | 3,80 | 0,87 |
| Total..... | 100,30 | 100,36 | 99,72 |

FIG. 1. — Cristal d'olivine présentant des golfes de corrosion (noter, en particulier, la cavité remplie d'amphiboles, dans la partie centrale, à droite). L'olivine intacte est entourée successivement : d'une zone serpentineuse ; d'un liséré d'oxydes de fer ; d'une couronne formée de petits cristaux d'enstatite (fort relief apparent, abondants) et de spinelle (sombres) ; enfin, de la masse amphibolique de la roche.

Lumière naturelle ; × 22.

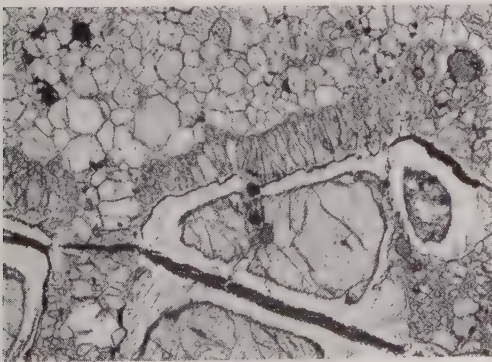


FIG. 2. — Détail d'une zone réactionnelle entre l'olivine et la masse amphibolique : des cristaux d'enstatite allongés et rayonnants séparent l'olivine partiellement serpentinisée (en bas) des amphiboles qui forment la masse de la roche. Remarquer les quelques grains de spinelle (sombres).

Lumière naturelle ; × 20.

Cette composition chimique nous renseigne d'abord sur la nature de l'amphibole : en effet, le calcium provient nécessairement de ce minéral ; il en est de même de l'aluminium, sauf la fraction contenue dans le spinelle et les chlorites. Par ailleurs, la valeur élevée du rapport MgO/FeO, jointe à la faible coloration de l'amphibole, indiquent un caractère magnésien. Ces arguments complètent l'examen optique et permettent de conclure qu'il s'agit d'une espèce aluminocalcique, beaucoup plus riche en magnésium qu'en fer. L'amphibole est donc une hornblende de la variété pargasite et non pas une cummingtonite.

Au point de vue pétrochimique, la roche a la composition d'un mélabasalte, comme l'indiquent encore les valeurs Si = 40 et R = 15 (Jung, J. et Brousse, R., 1958). D'ailleurs cette composition est très comparable à celle de ces mélabasalts à olivine que sont les océanites

[comparer avec l'analyse n° 1, tableau 1, et avec les autres analyses d'océanites publiées par A. Lacroix (1922, t. III, p. 50)]. La présence d'olivine corrodée dans la roche du cap de Bouirex est en parfait accord avec ce rapprochement.

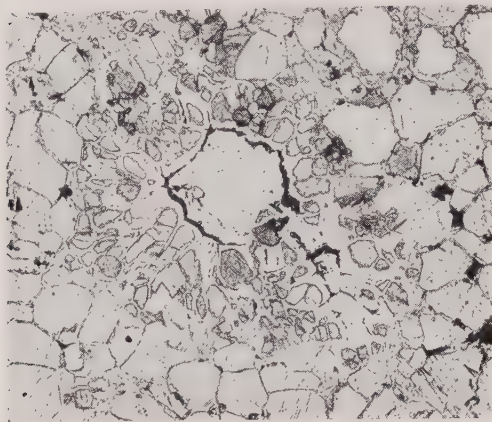


FIG. 3. — Agrégat formé d'un cœur de serpentine, d'un liséré d'oxydes de fer et d'une couronne comportant dans un fond de talc des grains d'enstatite (gris clair) et de spinelle. L'agrégat est entouré par la masse amphibolique.

Lumière naturelle ; $\times 33$.

L'examen en lame mince a montré que le faciès actuel de l'amphibolite du cap de Bouirex était dû à une série de transformations. Nous pensons que la roche initiale était un mélabasalte à olivine et que celui-ci a été modifié sous l'effet du métamorphisme général qui a affecté

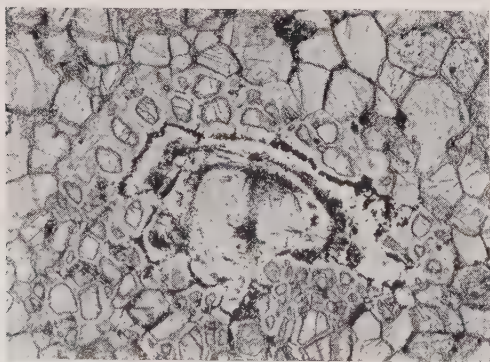


FIG. 4. — Détail d'une zone réactionnelle talcifée : autour d'une ancienne olivine complètement altérée, la couronne est formée d'une masse talqueuse englobant des reliques d'enstatite. A l'extérieur, mosaïque d'amphiboles dont les contours sont soulignés par un fin liséré de chlorites et d'oxydes de fer.

Lumière naturelle ; $\times 30$.

l'ensemble de la région. Le seul minéral originel qui a partiellement subsisté au cours de cette évolution est le péridot. Les stades de transformations successives seraient alors les suivants :

a) La pâte basaltique cristallise en amphibole, tandis que les phénocristaux d'olivine sont plus ou moins complètement remplacés par un mélange d'enstatite et de spinelle. Ce dernier phénomène n'est possible qu'en envisageant un enrichissement local en Al_2O_3 , dû à une interr réaction entre l'olivine et la pâte basaltique au moment du métamorphisme.

b) La présence de talc d'une part, de chlorite de l'autre, traduit une évolution tardive de caractère hydrothermal : l'amphibole se chloritise sur ses bordures, avec une légère exsudation de fer sous forme d'oxydes. L'enstatite se talcifie partiellement, le spinelle restant intact ; cette évolution conduit aux agrégats à fond talqueux précédemment décrits.

c) Les noyaux d'olivine, enfin, se transforment sur leurs bordures et dans leurs cassures, et parfois même entièrement, en un mélange de chrysotile et de talc. Ce phénomène s'accompagne, comme la chloritisation de l'amphibole, d'une exsudation d'oxydes de fer disposés en lisérés à l'extérieur de la couronne serpentineuse.

Les amphibolites à olivine sont rares. Aussi faut-il rappeler que dans l'Albère (Pyrénées-Orientales), P. Laffitte (1958) a signalé des hornblendites « dont l'amphibole est remplie de granules d'olivine magnésienne ». D'après l'échantillon que nous avons examiné, il s'agit d'une roche tout à fait différente de celle qui nous occupe ici et nous ne nous y arrêtons donc pas.

Il existe par contre à l'île de Blackrock (Ontario, Canada) une amphibolite qui a été étudiée par G. M. Friedman (1953) et qui présente de grandes analogies avec celle du cap de Bouirex : Les deux roches ont des compositions chimiques très voisines (voir tableau 1) et contiennent les mêmes espèces minérales en proportions similaires. Les seules différences sensibles portent sur la structure et la nature de quelques minéraux :

a) les olivines de Blackrock ne se présentent pas en phénocristaux isolés, ne montrent pas de golfes de corrosion et ne sont pas entourées de couronnes réactionnelles ;

b) Il n'existe ni enstatite ni talc dans l'amphibolite de Blackrock. Il faut aussi relever que G. M. Friedman rapporte à la cummingtonite l'amphibole qu'il décrit ; mais il base cette

détermination sur les seuls caractères optiques et ceux-ci, curieusement, sont analogues à ceux de notre amphibole : aussi pensons-nous, pour les mêmes raisons ⁽¹⁾, qu'il s'agit de pargasite et non de cummingtonite à Blackrock aussi bien qu'au cap de Bouirex.

Les ressemblances sont donc grandes entre les deux roches, d'autant plus que les formations environnantes sont, elles aussi, comparables (il s'agit, ici et là, de gneiss recoupés par des pegmatites). Nous avons tenu à souligner ces analogies, car l'amphibolite de l'île de Blackrock montre, sur une partie de son étendue, des phénomènes de prismation qui ne laissent guère de doutes sur son origine lavique. Aussi G. M. Friedman considère-t-il, qu'il s'agit d'une

ancienne lave basique et, plus précisément, d'une picrite. Mais la teneur en alumine nous paraît trop élevée pour être celle d'une véritable picrite et correspond davantage, comme nous l'avons souligné, à celle d'une lave du genre océanite.

L'amphibolite du cap de Bouirex ne montre pas d'affleurements au contact des formations avoisinantes, si bien que nous n'avons pu préciser ses conditions de gisement et voir si elle se présentait en filon. Mais sa structure, sa composition minéralogique et chimique, le rapprochement que nous venons de faire avec l'amphibolite prismée de l'île de Blackrock suffisent pour retracer sa filiation. Elle présente l'intérêt d'appartenir à un type pétrographique rare et surtout d'avoir gardé trace des stades successifs de son histoire, qui l'ont conduit d'un mélabasalte à olivine à son faciès actuel d'amphibolite.

(1) L'analyse chimique de l'amphibolite de Blackrock laisse apparaître 10,91 % de Al_2O_3 et celle du cap de Bouirex, 10 % (voir tableau 1). Ces teneurs sont inexplicables dans les deux roches en l'absence d'une amphibole alumineuse.

BIBLIOGRAPHIE

- | | |
|---|--|
| FRIEDMAN, G. M. (1953). — <i>Amer. J. Sci.</i> , 251, n° 9. | LAFFITTE, P. (1958). — <i>Bull. Soc. Géol. Fr.</i> , 6 ^e série, 8, 922. |
| JUNG, J. et BROUSSE, R. (1958). — <i>Bull. Soc. franç. Minér. Crist.</i> , 81, 133. | LACROIX, A. (1922). — <i>Minéralogie de Madagascar</i> , Challamel, Paris. |

Bull. Soc. franç. Minér. Crist.
(1961). LXXXIV, 241-4.

Étude minéralogique de quelques argiles d'altération du Massif Armoricaïn

PAR J. CHOUX,

Laboratoire de Géologie, Faculté des Sciences, Rennes.

Résumé. — Dans le Massif Armoricaïn, les formations résiduelles résultant de l'évolution pédologique de divers terrains sédimentaires (du Briovérien au Carbonifère) et de roches endogènes et métamorphiques sont essentiellement formées de kaolinite, quelle que soit la constitution originelle des roches-mères. L'illite et la montmorillonite n'ont été trouvées que très rarement, soit associées à la kaolinite, soit en quantité peu importante. La désagrégation des silicates réalisée sous les climats anciens, s'est poursuivie jusqu'à l'uniformisation à peu près complète des faciès d'altération.

Dans le cadre d'une étude sur la composition et l'évolution des dépôts argileux dans les cycles sédimentaires du Massif Armoricaïn, j'ai dû commencer à étudier les formations résiduelles qui sont conservées en place sur une épaisseur

assez importante en de nombreux points de notre région. En effet, le socle primaire du Massif Armoricaïn a été soumis, à certaines époques (Crétacé, Tertiaire) à une altération intense (maladie tertiaire, Y. Milon, 1932) et les sondages

traversent fréquemment 20 à 30 m de roches totalement ameublées avant d'atteindre la roche mère. Ces produits résiduels sont très généralement argileux. Dans la plupart des cas, la phyllite a pu être déterminée directement, grâce aux courbes thermiques différentielles ; les analyses thermopondérale et röntgenographique ont cependant dû être employées pour préciser les constituants des mélanges.

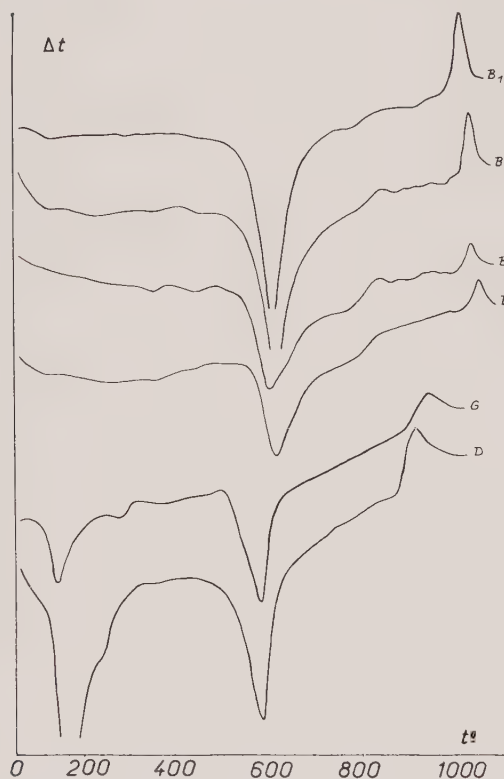


FIG. 1. — Courbes d'analyse thermique différentielle.

Schistes briovériens altérés.

B₁ profondeur : 3,50 m : kaolinite.

B₂ profondeur : 8,30 m à 10,50 m : kaolinite et chlorite + matières carbonneuses + traces de goéthite.

B₃ profondeur : 16 m à 18 m : kaolinite et chlorite.

B₄ profondeur : 20 m : kaolinite et chlorite.

G granite de Béchère altéré : illite et vermiculite.

D dolérite de Béchère altéré : montmorillonite et kaolinite.

Le Briovérien est constitué essentiellement par des schistes verts, plus ou moins foncés, dont les minéraux phylliteux sont des chlorites associées à de l'illite qui ne se manifeste aux rayons X que par des raies extrêmement faibles. Localement, ce Briovérien est représenté par des pélites calcaires, ou par des bancs de grès ; il est fréquemment coupé de filons de quartz. Il est,

notamment dans le bassin de Rennes, très irrégulièrement altéré : la roche saine se trouve, tantôt à 4 ou 6 m de profondeur, tantôt, au contraire, les sondages ne l'ont pas atteinte à 20 m. Les argiles d'altération gris blanchâtre, parfois rouges, se présentent, soit en bandes étroites, soit en poches ou entonnoirs, parfois enfin elles constituent une zone continue en profondeur, interrompue seulement par quelques passées sableuses qui correspondent aux bancs de grès signalés ci-dessus.

Le minéral argileux est toujours la kaolinite ; cependant, les courbes thermiques différentielles obtenues à partir des échantillons où apparaît encore nettement la schistosité de la roche mère, présentent des crochets beaucoup plus faibles que les argiles prélevées plus près de la surface. De plus, avec les échantillons prélevés à la base de la coupe les crochets de la kaolinite sont associés à ceux de la chlorite (mise en évidence par le dédoublement du crochet à 800°, la présence d'un petit crochet endothermique vers 700° et d'un phénomène exothermique vers 820°) et contiennent souvent de la pyrite.

Le Briovérien calcaireux est une pélite riche en lits de chlorite et de calcite ; par altération, le produit décalcifié donne une courbe de chlorite avec le crochet du quartz. (La courbe présente également un phénomène exothermique à 400°, maximum à 450°, dû vraisemblablement à la combustion de matières carbonneuses et à la pyrite.) La chlorite de la roche mère n'a donc pas subi de transformation profonde : or le calcium doit être éliminé avant qu'il n'y ait une altération appréciable des silicates primaires, ce qui n'est pas le cas, l'échantillon étudié faisant fortement effervescence. Cet exemple montre bien que les carbonates tendent à retarder la désintégration des silicates.

Un grès de l'Ordovicien (« grès armoricain », feldspathique), recueilli en falaise au cap de la Chèvre (à l'ouest du Sémaphore), devenu totalement meuble, se présente sous forme d'une poudre blanche, très fine, rugueuse au toucher. L'analyse thermique donne les crochets typiques de la kaolinite ainsi que le crochet du quartz.

Deux échantillons de schistes rapportés au Dévonien par M. Delattre, 1952, ont été prélevés à Taulé (6 km au N-O de Morlaix). Ils sont altérés, l'un en une argile grise, l'autre en une argile rouge, toutes deux fortement micacées et kaoliniques.

Le Carbonifère présente une altération très poussée dans le bassin de Laval, à l'ouest de cette ville. La roche saine est une pélite brune qui a

donné soit une argile blanche, soit une argile verdâtre. L'argile blanche est une kaolinite très pure tandis que l'argile verte est un mélange d'illite et de chlorite associé au quartz. L'argile kaolinique est surmontée par un sédiment très fin, de couleur rouille, traversé par des zones brunes et des concrétions de fer rappelant un sol latéritique. L'altération dans cette région

mentation fractionnée est un mélange d'illite et de vermiculite. Dans cette même carrière ouverte dans l'arène, un filon de dolérite, qui recoupe le granite, est entièrement transformé en un produit résiduel très fin, pulvérulent, qui est un mélange de montmorillonite et de kaolinite.

Enfin, deux roches métamorphiques altérées ont été étudiées :

— un échantillon de micaschistes du Méné-Bel Air (— 75 km au N-O de Rennes) visibles dans une carrière située à 2,5 km au sud de Saint-Gilles du Méné et exploitée pour la fabrication de céramique ;

— un échantillon de micaschistes de la Sennetière (Loire-Atlantique, au sud de l'embouchure de la Loire).

Le premier est gris-bleu, micacé : le feuilletage est resté visible mais la roche est devenue entièrement meuble et est constituée de kaolinite associée à une petite quantité de quartz. Par contre, les micaschistes de la Sennetière, qui apparemment ont le même aspect, sont constitués par de la chlorite associée à de l'illite.

En résumé :

Les schistes, quel que soit leur âge, ont été altérés en kaolinite, la kaolinite la plus pure se trouvant aux profondeurs moindres. Cependant, les pélites calcaires briovériennes ont subi seulement une désagrégation mécanique qui les a rendues aussi meubles que les schistes. Les feldspaths du grès armoricain sont à l'origine de sa kaolinisation. Le Carbonifère étudié montre plus de variété dans la nature des minéraux argileux puisque, à côté de la kaolinite pure, se trouve un mélange d'illite et de chlorite.

Les deux exemples de micaschistes ont évolué différemment, l'un jusqu'à la production de kaolinite, l'autre jusqu'à l'illite associée à de la chlorite. Il y a lieu de préciser que l'échantillon de la Sennetière a été prélevé au voisinage de la roche mère intacte, dans une région qui a été envahie par la mer à l'Éocène inférieur et au Pliocène (S. Durand, 1957) et dont les dépôts sont visibles en falaise ; il représente la base de la zone d'altération qui semble bien liée à une évolution d'ordre pédologique. Telle n'est peut-être pas l'origine des argiles du Méné (J. Nicolas, 1958) provenant d'une région de la Bretagne intérieure où les possibilités d'une origine hydrothermale des kaolins ont déjà été envisagées (Y. Milon, 1936).

Parmi les roches endogènes, la dolérite observée a donné un mélange de montmorillonite et



FIG. 2. — Courbes d'analyse thermique différentielle.

- GA grès feldspathique altéré (Ordovicien inférieur, cap de la Chèvre) : kaolinite et quartz.
- D schistes altérés (Dévonien de Taulé) : kaolinite et quartz.
- C₁ pélite altérée (Carbonifère de Laval) : kaolinite.
- C₂ pélite altérée (Carbonifère de Laval) : illite et chlorite.
- M₁ micaschistes altérés (Landes du Méné) : kaolinite et quartz.
- M₂ micaschistes altérés (La Sennetière) : chlorite et illite.

est très inégale, elle est commandée par la sédimentation qui fait alterner des couches de calcaires et de pélites de composition variable et par la tectonique qui les fait affleurer sur une surface relativement réduite.

Le granite du massif de Bécherel (31 km au nord de Rennes) est localement transformé, particulièrement au sud de Bécherel, en une arène rubéfiée à mica noir. L'argile extraite par sédi-

de kaolinite, tandis que l'arène granitique ne contient que très peu d'argile (illite et vermiculite). La faible altération chimique des granites de la région paraît assez générale. Elle dépend peut-être de la nature des feldspaths mais peut sans doute aussi être expliquée par le fait que les granites, lorsqu'ils ont été mis en relief lors de la phase tectonique miocène, ont été ensuite activement érodés. Par conséquent, ce qui subsiste au-dessus de la roche mère ne correspondrait qu'à la base de la formation résiduelle, la moins évoluée du point de vue pédologique. Peut-être même, l'arénisation actuellement visible est-elle de date récente (quaternaire) atteignant un substratum dénudé de sa couverture résiduelle au cours des cycles sédimentaires antérieurs.

L'étude minéralogique des formations résiduelles du Massif Armoricaïn met en évidence l'uniformisation des faciès d'altération qui se manifeste par la prépondérance de la kaolinite sur les autres minéraux argileux. Les exceptions à cette observation générale paraissent pouvoir s'expliquer par des conditions géologiques locales. Cette conclusion est une donnée importante pour la recherche de l'origine des argiles sédimentaires. Celles-ci, dont j'ai commencé l'analyse dans les formations tertiaires, paraissent de constitution beaucoup plus variée ; aux minéraux d'origine détritique ont dû s'ajouter des éléments de néoformation dont la genèse a été commandée par les conditions physico-chimiques régnant dans les divers bassins de sédimentation.

BIBLIOGRAPHIE

- DURAND, S. (1957). — *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, nouvelle série, fasc. 1, 69.
- GRIM, R. (1953). — *Clay Mineralogy*, M. C. Graw-Hill Series in Geology.
- MACKENZIE, R. (1957). — *The differential thermal investigation of clays*, Mineralogical Society (Clay Minerals Group), London.
- MILON, Y. (1932). — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 194, 1360.
- MILON, Y. (1936). — *C. R. som. Soc. géol. et minér. Bretagne*, 2^e année, n° 5.
- NICOLAS, J. (1958). — *Bull. Soc. franç. Céram.*, avril-juin, n° 39.
- ORCEL, J., HENIN, S. et CAILLÈRE, S. (1955). — *Étude complémentaire de quelques schistes du Houiller de la région de Roanne*, 80^e Congrès des Sociétés Savantes, 99.

Minéralogie et Pétrographie des roches volcaniques du massif du Mont-Dore (Auvergne)

III. — LES DEUX ASSOCIATIONS MAGMATIQUES

PAR R. BROUSSE,

Laboratoire de Pétrographie, Paris.

Résumé. — Il est montré que le massif du Mont-Dore correspond à un ensemble complexe, formé par le jumelage de deux associations magmatiques simples, l'une, saturée en silice, à tendance calco-alcaline, l'autre, sous-saturée en silice, à tendance alcaline. Les caractères non seulement chimiques mais aussi minéralogiques, pétrographiques et vulcanologiques qui permettent de distinguer pratiquement les deux séries sont donnés. Les relations pétrogénétiques existant entre les deux associations sont enfin discutées.

I. — INTRODUCTION :

EXISTENCE DE DEUX SÉRIES MAGMATIQUES DANS LE MONT-DORE.

Dans cette troisième partie de notre mémoire, nous nous proposons d'examiner les caractères minéralogiques, pétrographiques et pétrogénétiques qui relient, entre elles, les différentes roches que nous avons préalablement étudiées (Brousse, 1961).

On sait, qu'à la suite de Kennedy et Anderson (1938), tout ensemble pétrographique formé par la totalité des roches appartenant à un même cycle éruptif, à l'intérieur des limites d'une région donnée, porte le nom d'*association volcanique*.

Comme nous allons le montrer, l'ensemble volcanique du Mont-Dore ne peut pas être directement rapporté à l'un des types fondamentaux d'associations simples. Il s'agit, en effet, d'un *ensemble complexe* formé par le jumelage de deux associations simples l'une, saturée en silice, à tendance calco-alcaline (pacifique), l'autre, sous-saturée en silice, à tendance alcaline (atlantique).

Nous allons approfondir cette question en utilisant tout d'abord, les diagrammes de variation Si-R (Jung et Brousse, 1958).

Rappelons que ces diagrammes sont construits en portant, pour chaque roche, en abscisse

les valeurs de Si et, en ordonnée, celle de l'expression, R :

$$R = \frac{K + Na}{K + Na + Ca} \cdot 100.$$

Lorsqu'on reporte toutes les roches du Mont-Dore sur un tel diagramme, l'on voit apparaître deux bandes de points, régulières et rectilignes. L'existence de ces deux alignements ne peut être interprétée que si l'on admet la présence de deux associations magmatiques associées, évoluant parallèlement.

Pour plus de clarté, ces deux bandes ont été représentées sur deux diagramme distincts (fig. 29).

La première trajectoire de différenciation relie les basaltes pauvres en olivine (Si = 45) aux rhyolites ayant environ Si égal à 70. Entre ces deux extrêmes, on trouve les trachyandésites (sancyites et doréites), tandis qu'au-delà des basaltes, se situent les mélabasalts. Cette association est de *type alcalin, potassique faible* et l'on peut la rapprocher de celle de la Chaîne des Puys (Jung et Brousse, 1958, fig. 5).

La seconde trajectoire de différenciation va des basaltes riches en olivine (Si = 40) aux phonolites. Entre ces deux pôles viennent les ordanchites et les labradorites basanitiques. Cette association est, à quelques détails près, iden-

tique à celle du Velay, considérée comme étant le type des *associations alcalines, sodiques fortes* (Jung et Brousse, 1958, fig. 3).

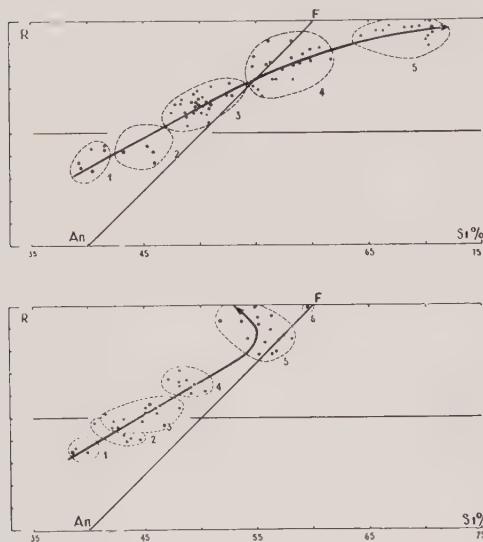


FIG. 29. — Diagrammes de variation des deux séries magmatiques du Mont-Dore.

Figure supérieure : Variation de la série saturée :

1 : mélabasaltes (ankaramites) ; 2 : basaltes pauvres en olivines ; 3 : doréites ; 4 : sancyites ; 5 : rhyolites.

Figure inférieure : Variation de la série sous-saturée :

1 : basaltes riches en olivines ; 2 : basaltes demi-deuil ; 3 : labradorites basanitiques ; 4 : ordanchites ; 5 : phonolites ; 6 : trachyte.

An : Anorthite — F : Feldspath, alcalin.

Dans le cadre du Mont-Dore nous pouvons opposer le *caractère saturé* de la première série, conduisant aux rhyolites au *caractère sous-saturé* de la seconde série dont le terminus de la différenciation se situe dans les phonolites.

II. — PROCESSUS DE LA DIFFÉRENCIATION DES DEUX SÉRIES.

Dans nos deux séries, nous trouvons des basaltes et des roches alcalines, plus acides. Mais, alors qu'il n'existe que de faibles écarts entre les deux basaltes, nous pouvons souligner la très nette différence qui sépare les roches alcalines, phonolites et rhyolites, de nos deux associations. La différenciation de magmas basiques initiaux, ayant des compositions voisines, peut donc conduire à la formation de magmas résiduels nettement distincts.

I. Différenciation de la série sous-saturée.

L'observation pétrographique, comme l'examen du diagramme 29, montre que, depuis les basaltes jusqu'aux téphrites, il y a une augmentation simultanée de l'alcalinité (R) et de l'acidité (Si). Par contre l'évolution terminale de cette série sous-saturée conduit à des *phonolites de plus en plus alcalines mais de moins en moins acides*.

Ajoutons que les roches les plus abondantes de l'association sous-saturée sont celles qui ont une basicité moyenne. Ordanchites, labradorites et basaltes demi-deuil sont, en effet, relativement fréquents alors que les phonolites ainsi que les basaltes riches en olivine sont rares.

2. Différenciation de la série saturée.

Pour tous les termes de l'association saturée, l'alcalinité croît continuellement en même temps que la teneur en silice.

Comme dans la série précédente, les termes les plus abondants sont les roches d'acidité intermédiaire : trachyandésites, mais en outre, à ces roches vient s'ajouter une assez forte proportion de mélabasaltes. Tout se passe comme si, à partir d'un magma initial de basaltes pauvres en olivine, il y avait eu, d'une part, formation de roches claires par concentration de matière légère et, d'autre part, formation de roches sombres par concentration de matière lourde.

Cette constatation est confirmée par l'examen de la proportion des phénocristaux des différentes roches de la série saturée. On peut voir en effet, sur la figure 30, que les proportions de phénocristaux vont en augmentant de part et d'autre, à partir du basalte. L'importance du premier stade de cristallisation atteint son dé-

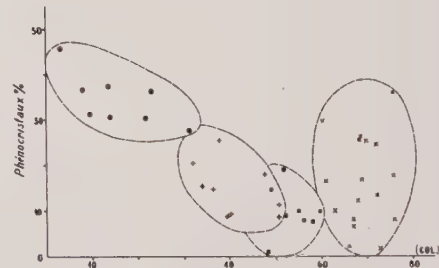


FIG. 30. — Variation des pourcentages des phénocristaux en fonction de l'indice de coloration (COL.) des roches de la série saturée.

De droite à gauche : Ankaramites, basaltes, doréites, sancyites.

veloppement maximum d'une part, dans les sancyites et d'autre part, dans les mélabasaltes.

III. — CARACTÈRES PÉTROGRAPHIQUES
COMPARÉS DES DEUX SÉRIES.

Dans nos deux séries, le rapport d'alcalinité augmente progressivement de $R = 40$ jusqu'à $R = 100$. Ce rapport peut donc nous permettre de préciser le degré de différenciation des divers termes de chaque lignée. Sur cette base, on peut établir le parallélisme suivant (tableau XLIV) entre les différentes roches de nos deux associations.

calco-ferro-magnésiens ou, si l'on préfère, plus mésocrates que les laves de la série sous-saturée. Cette différence paraît essentiellement être liée, en premier lieu, à la distribution du calcium. En effet, dans les roches de la série saturée, l'ion Ca se fixe préférentiellement dans les pyroxènes, les plagioclases restant relativement acides tandis que, dans la série phonolitique, les laves possèdent au contraire des plagioclases en moyenne plus basiques mais par contre elles ont moins de pyroxènes. Elles sont donc, par comparaison, plus claires.

Rappelons que l'enrichissement relatif, en pyroxènes, des laves de la série saturée est l'un des caractères les plus marquants qui différencie

TABLEAU XLIV.

Les dix groupes de roches volcaniques du Mont-Dore.

| VALEUR DU RAPPORT R | TYPE DE ROCHES | SÉRIE SATURÉE | SÉRIE SOUS-SATURÉE |
|---------------------------|-------------------------|--|--|
| 100 à 90 | alcaline | <u>Rhyolite</u> hololeucocrate | (5) { <u>Phonolite</u> hololeucocrate (5) |
| 90 à 80 | subalcaline | <u>Trachyte</u> hololeucocrate quartzifère | { <u>Sancyite</u> (4) { <u>Téphrite</u> leucocrate = <u>Ordan-</u> <u>chite</u> (4) |
| 80 à 75 | latitique | <u>Latite</u> leucocrate quartzifère | |
| 75 à 60 | subplagio- clasique | { <u>Trachyandésite</u> mésocrate = <u>Doréite</u> (3) | |
| 60 à 45 | holoplagio- clasique | | <u>Labradorite</u> leucocrate (3) |
| <45 | holoplagio- clasique | | { <u>Basalte</u> demi-deuil (2) |
| — | — | <u>Basalte</u> <i>pauvre en olivine</i> (2) | { <u>Basalte</u> <i>riche en olivine</i> (1) |
| — | — | <u>Mélabasalte</u> (Ankaramite) (1) | |

(Les chiffres, mis entre parenthèses, sont également donnés dans le diagramme de variation, R/Si, de la fig. 29. Les noms de roches, soulignées de deux traits, sont ceux que l'on utilise localement, dans le Mont-Dore.)

Dans ce tableau, nous voyons qu'il existe une différence pétrographique notable entre les roches de même degré de différenciation des deux lignées. En effet, en général, les représentants de la série saturée sont plus riches en minéraux

les basaltes de cette lignée de ceux de la série sous-saturée. Cet enrichissement se traduit, chimiquement, par de plus fortes teneurs en ions Ca et Mg. Sur le graphique (fig. 31), établi en tenant compte des proportions relatives de ces

deux ions, on peut effectivement constater que les deux lignées, saturée et sous-saturée, sont nettement séparées au niveau des roches basaltiques.

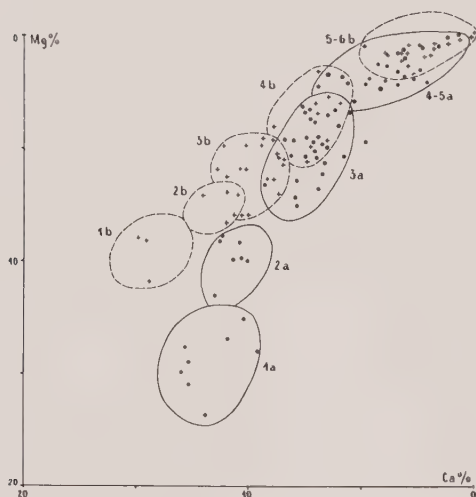


FIG. 31. — Variation des teneurs en calcium et magnésium des roches des deux séries magmatiques.

a : série saturée ; 1 a : mélabasaltés ; 2 a : basaltes pauvres en olivines ; 3 a : doréites ; 4 a, 5 a : sancyites et rhyolites.

b : série sous-saturée ; 1 b : basaltes riches en olivines ; 2 b : basaltes demi-deuil ; 3 b : labradorites basanitiques ; 4 b : ordanchites ; 5 b, 6 b : phonolites et trachytes.

IV. — CARACTÈRES MINÉRALOGIQUES COMPARÉS DES DEUX SÉRIES.

1. Tridymite et analcime.

On sait que les minéraux de la famille du quartz et les feldspathoïdes sont des minéraux symptomatiques qui caractérisent soit les séries volcaniques saturées, soit celles qui ont un caractère sous-saturé. Rappelons en outre que, dans notre région, la tridymite et l'analcime sont les deux représentants les plus fréquents respectivement, des séries saturée et sous-saturée.

En fait, tridymite ou analcime n'apparaissent pas dans toutes les roches de ces lignées aussi y-a-t-il lieu de rechercher leur localisation exacte.

Pour cela, sur le diagramme R/Si, nous considérerons que tous les points situés sur la ligne joignant l'anorthite (An) aux feldspaths sodi-potassiques (F) possèdent exactement la quantité de silice nécessaire pour former des feldspaths. De part et d'autre de cette ligne de saturation, les roches ont un excédent ou un déficit en silice d'autant plus élevé, que leur point représentatif en est plus éloigné.

Sur le diagramme 29 de la série saturée l'on peut alors constater que seules les sancyites et les rhyolites présentent un excès de silice, les autres laves de cette série étant par contre légè-

TABEAU XLV.

Teneur des roches en feldspathoïdes en fonction de leur déficit en silice et de leurs pourcentages en ions ferro-magnésiens.

| ROCHES | DÉFICIT EN SILICE (1) | TENEUR EN IONS (Fe + Mg) (fig. 32) | POURCENTAGE MOYEN MESURÉ D'OLIVINE | POURCENTAGE MOYEN MESURÉ DE FELDSPATHOÏDES |
|--------------------------------|-----------------------|------------------------------------|------------------------------------|--|
| Phonolite | — 1,8 | 3 | 0 % | 11 % ↑ |
| Ordanchite | — 3,3 | 6 | 3 % | 9 % |
| Labradorite basanitique | — 5,2 | 11 | 4 % | 2 % |
| Basalte demi-deuil | — 6,8 | 12 | 6,5 % | 0 % |
| Basalte riche en olivine | — 7,4 | 14 | 14 % | 0 % |
| Mareugite | — 8,6 | 15 | 15 % | 3 % ↓ |

(1) Déficit en silice, repéré le long de l'horizontale joignant le point moyen de chaque groupe de roches au point correspondant de la ligne An-F (fig. 29).

rement déficitaires. Ceci s'explique par le fait que ces dernières roches contiennent de l'olivine, minéral plus pauvre en silice que les pyroxènes.

Dans le cas de la série phonolitique par contre (fig. 29) l'on peut constater que toutes les roches sont situées dans le champ pauvre en silice. De fait, toutes ces roches possèdent des minéraux fortement sous-saturés, olivines ou feldspathoïdes. Il est à noter que l'olivine et les feldspathoïdes ne sont associés que dans les roches les plus basiques (mareugites), que l'olivine est seule présente dans les basaltes et, en outre, que dans les phonolites et ordanchites il n'existe

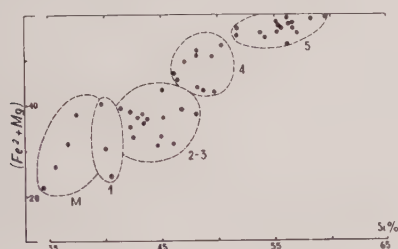


FIG. 32. — Variation de la somme des ions ($\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}$) en fonction des teneurs en silicium des roches de la série sous-saturée.

M : mareugites ; 1 : basaltes riches en olivine ; 2 : basaltes demi-deuil ; 3 : labradorites ; 4 : ordanchites ; 5 : phonolites.

que des feldspathoïdes. La teneur de nos roches en feldspathoïdes (tableau XLV) est donc fonction à la fois de leur déficit en silice et de la valeur de la somme des ions ferro-magnésiens qu'elles contiennent.

2. Feldspaths alcalins.

Ainsi que nous l'avons déjà signalé, la présence des feldspaths alcalins dans les roches est essentiellement liée à leur teneur en potassium. Or, dans nos deux séries, les pourcentages en potassium restent tout d'abord constants. Toutes les roches basaltiques en contiennent, en effet, entre 1,5 et 3 % (fig. 33). Ces teneurs sont insuffisantes pour que puissent apparaître des feldspaths alcalins et le potassium se fixe alors dans les micas, les plagioclases ainsi que dans les minéraux calco-ferro-magnésiens. La sanidine et l'anorthose ne sont présents que dans les roches pour lesquelles l'enrichissement, en ion potassium, est plus nettement accusé.

Il nous reste à préciser la composition des

feldspaths alcalins dans les différentes catégories de roches.

Les résultats que nous avons obtenus, sont donnés dans le tableau XLVI. On notera l'analogie qui existe entre les feldspaths alcalins des doréites et des ordanchites d'une part, et entre ceux des rhyolites et des phonolites d'autre part.

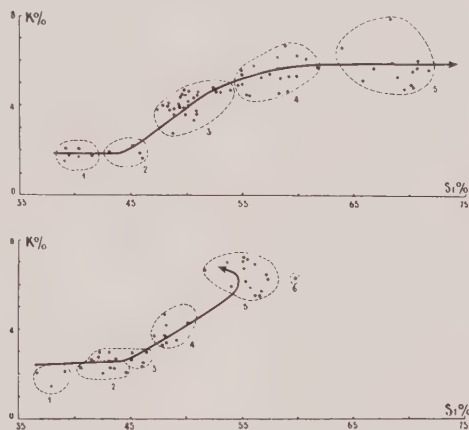


FIG. 33. — Variation des teneurs en potassium en fonction des pourcentages en silicium.

Figure supérieure : Variation de la série saturée.

1 : mélabasalts ; 2 : basaltes pauvres en olivines ; 3 : doréites ; 4 : sancyites ; 5 : rhyolites.

Figure inférieure : variation de la série sous-saturée.

1 : basaltes riches en olivines ; 2 : basaltes demi-deuil ; 3 : labradorites basanitiques ; 4 : ordanchites ; 5 : phonolites ; 6 : trachytes.

Dans ce tableau XLVI, nous avons également rapporté les valeurs que prennent les rapports $R : R = 100 (K + Na) / K + Na + Ca$ et $S : S = 100 K / (K + Na)$ dans nos cinq groupes de roches contenant des feldspaths alcalins. En effet, on pourrait penser que le rapport du potassium au sodium dans les feldspaths est le même que celui des roches qui les contiennent. Or les relations trouvées sont, au contraire, inversées : les feldspaths alcalins sont d'autant plus riches en potassium qu'ils se trouvent dans les roches relativement pauvres en cet ion, ou, si l'on préfère, dans des roches dont le rapport S est peu élevé.

Pour interpréter cette observation il y a lieu de rappeler que l'ion sodium entre non seulement dans le réseau des feldspaths alcalins, mais aussi dans celui des plagioclases. Comme la cristallisation de ces derniers minéraux précède celle des feldspaths sodipotassiques, l'ion sodium s'associe tout d'abord à l'ion calcium. Les feld-

TABEAU XLVI.

Composition moyenne des feldspaths alcalins contenus dans nos différentes roches.

A. — Série saturée.

| | DORÉITE | SANCYITE | RHYOLITE |
|--|---------------------|---------------------|---------------------|
| Phénocristaux..... | Or ₅₅₋₄₇ | Or ₅₀₋₄₀ | Or ₄₀₋₂₅ |
| Microlites..... | Or ₅₀ | Or ₄₀₋₂₀ | verre |
| $S = \frac{100 K}{K + Na}$ | 30-40 | 35-40 | 40-45 |
| $R = \frac{100 (K + Na)}{K + Na + Ca}$ | 55-70 | 70-85 | 90-100 |

B. — Série sous-saturée.

| | ORDANCHITE | PHONOLITE |
|--|---------------------|---------------------|
| Phénocristaux | rien | Or ₄₀₋₁₇ |
| Microlites..... | Or ₆₀₋₅₀ | Or ₃₅₋₀₅ |
| $S = \frac{100 K}{K + Na}$ | 30-40 | 35-45 |
| $R = \frac{100 (K + Na)}{K + Na + Ca}$ | 60-70 | 80-100 |

spaths alcalins sont, par suite, d'autant plus sodiques que la roche qui les contient est moins calcique comme on peut le vérifier sur la figure 34.

C'est pourquoi les roches alcalines (rhyolites et phonolites) possèdent de l'anorthose alors que les roches subalcalines, latitiques et subplagioclasiques (phonolites à plagioclases, ordanchites, sancyites, doréites) contiennent de la sanidine.

L'évolution des feldspaths alcalins vers un pôle sodique, au cours de la différenciation magmatique, se manifeste aussi entre les différentes phases de consolidation d'une même roche. C'est ainsi que les *phénocristaux* sont toujours plus potassiques que les *microlites* du second temps de cristallisation.

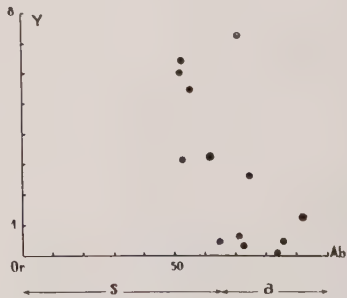


FIG. 34. — Composition des feldspaths alcalins (portée en abscisse) en fonction des teneurs en calcium des roches qui les contiennent (Y, portées en ordonnée).
s : sanidine ; a : anorthose.

3. Les pyroxènes.

Dans les figures 35 et 36 sont représentées, sur les diagrammes triangulaires Ca — Mg — Fe et Na — Mg — Fe, les variations de composition des pyroxènes des roches du Mont-Dore. La tendance évolutive est sensiblement identique dans nos deux séries et, dans ces deux cas, depuis les roches basaltiques jusqu'aux termes les plus acides, les pyroxènes montrent un enrichissement progressif en fer et alcalins et une diminution de leurs teneurs en magnésium et chaux. Les variations sont cependant assez faibles. Tous les pyroxènes des roches de la série sous-saturée sont des augites à faible tendance aëgyrinique. Dans la série saturée, par contre, les variations sont légèrement plus amples et les pyroxènes, en moyenne plus calciques, ont des compositions comprises entre celle de la salite et celle de l'augite aëgyrinique.

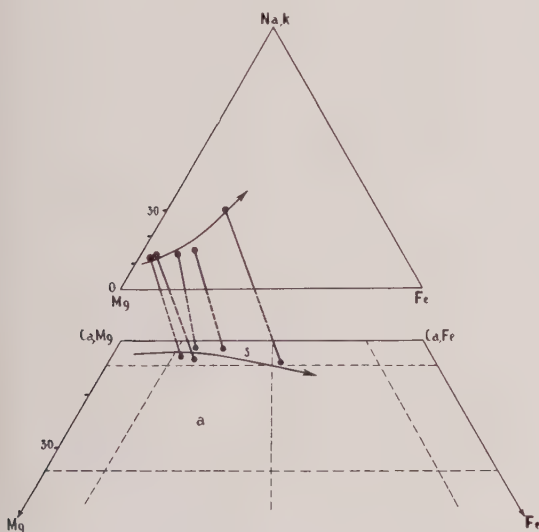


FIG. 35. — Évolution des pyroxènes de la série saturée.

On peut suivre l'évolution de composition des pyroxènes dans le diagramme Mg-Fe_{total}-Ca (partie inférieure de la figure) et dans le diagramme Mg-Fe²⁺-Na, K (partie supérieure de la figure).

s : salite ; a : augite.

Nos pyroxènes sont identiques à ceux des séries alcalines classiques ainsi qu'on peut le constater en les comparant à ceux du sill du Garbh Eilean (Murray, 1954), cités fréquemment comme minéraux types de ces séries. Ils sont, par contre, très différents de ceux que l'on rencontre dans les séries très saturées où, généralement,

coexistent des augites peu calciques et des pyroxènes essentiellement ferro-magnésiens tels que l'hypersthène ou la pigeonite (Wilkinson, 1956).

Une autre différence existe entre les pyroxènes de nos deux séries. Ceux de la série sous-saturée sont en effet pauvres en silice et riches en alu-

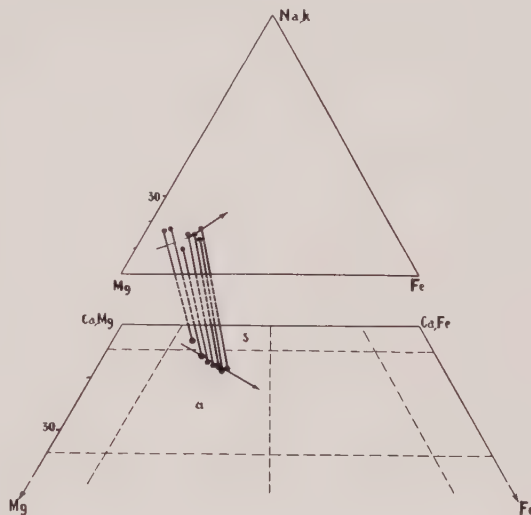


FIG. 36. — Évolution des pyroxènes de la série sous-saturée.
s : salite ; a : augite.

mine à l'inverse de ceux de la série saturée (fig. 37). Cette différence se retrouve dans la composition globale des roches qui les contiennent, les laves de lignée sous-saturée étant aussi plus alumineuses et moins siliceuses que celles de la lignée acide.

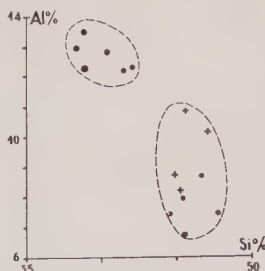


FIG. 37. — Variation des teneurs en aluminium et silicium de nos pyroxènes.

Dans le périmètre situé en haut et à gauche : pyroxènes de la série sous-saturée.

Dans le périmètre situé en bas et à droite : pyroxènes de la série saturée du Mont-Dore (o) et de la Chaîne des Puys (+).

V. — INDICE ET DENSITÉ DES VERRES
OBTENUS ARTIFICIELLEMENT
PAR LA FUSION DES ROCHES.

L'étude des verres obtenus artificiellement par fusion des roches appartenant à une même association régionale, peut permettre de suivre la continuité des différents termes de cette série, au même titre que l'analyse chimique. En effet, l'indice de réfraction (n) et la densité (d) de ces produits fondus sont fonction de leur composition chimique. On sait d'ailleurs qu'il existe des relations empiriques approchées entre n , d , et le coefficient de réfractivité, k , ce dernier étant calculé à partir de l'analyse chimique (Sun, Safford et Silverman, 1940).

1. Techniques.

Pour obtenir des verres artificiels nous avons fondu, dans un four électrique, 0,5 à 2 g de roches, à une température de 1500°, maintenue durant deux heures. L'homogénéité des produits fondus au cours de ces expériences est presque parfaite ainsi que nous l'avons constaté dans les lames-minces et par examens de radiodiagrammes X. Nous avons seulement pu noter qu'il existe des variations d'indice de l'ordre de 0,005, dans un certain nombre d'essais.

Dans le tableau XLVII, sont rapportées les valeurs de l'indice et de la densité de ces verres artificiels ainsi que la densité des roches qui ont été soumises à la fusion. De plus, nous avons

TABLEAU XLVII.

Indice des verres artificiels et naturels et densité des roches
et de leurs verres obtenus par fusion.

A. — Série saturée.

| ROCHE | | | | VERRE | | |
|------------|-------------------|--|---------------------|--------|------------------|--------------------|
| Nom | Lieu | N° de l'analyse chimique (in Brousse 1961) | Densité de la roche | Indice | Densité du verre | % SiO ₂ |
| Rhyolite | Lusclade | 200 | 2,412 | 1,502 | 2,334 | 73,52 |
| — | Pregnoux | 193 | 2,488 | 1,513 | 2,413 | 73,42 |
| — | Charlannes. | 198 | 2,570 | 1,511 | 2,408 | 71,96 |
| — | près Puy Gros | 170 | 2,612 | 1,528 | 2,490 | 63,30 |
| Sancyite | Sancy | 179 | — | 1,508 | 2,475 | 64,77 |
| — | Capucin | 164 | — | 1,523 | 2,508 | 62,34 |
| — | Carrière Monnéron | 165 | 2,690 | 1,510 | 2,537 | 62,27 |
| — | Grande Cascade | 123 | 2,763 | 1,549 | 2,533 | 59,08 |
| — | Puy Gros | 119 | 2,849 | 1,554 | 2,575 | 56,86 |
| Doréite | Cliergue | 99 | 2,858 | 1,566 | 2,552 | 54,12 |
| — | L'Angle | 107 | 2,738 | 1,569 | 2,608 | 54,29 |
| — | Les Planches | 92 | — | 1,567 | 2,549 | 54,26 |
| Basalte | Lac Guéry | 19 | 3,168 | 1,622 | 2,817 | 43,39 |
| Ankaramite | Banne d'Ordanche | 17 | 3,086 | 1,628 | 2,941 | 43,24 |
| — | Fougères | 22 | 2,906 | 1,617 | 2,843 | 45,09 |
| — | Pregnoux | 13 | 2,875 | 1,613 | 2,871 | 46,61 |

Renseignements complémentaires sur les verres naturels de la pâte de quelques roches :

| | | |
|--------------------|----------------------------|--|
| <i>Perlite.</i> | Le Pessy. An. n° 206. | $n = 1,489$, $d = 2,302$ — 75,37 % SiO ₂ |
| <i>Rhyolite.</i> | Lusclade. An. n° 200. | $n = 1,486$ |
| — | Le Pregnoux. An. 193. | $n = 1,495$ |
| — | Pédaires. An. n° 196. | $n = 1,478$ |
| — | Près de la Roche Malviale. | $n = 1,510$ |
| <i>Sancyite.</i> | Près du Capucin. | $n = 1,509$ |
| <i>Ankaramite.</i> | Fougères. | $n = 1,536$ |

B. — Série sous-saturée.

| ROCHE | | | | VERRE | | |
|--------------------|-----------------------|--|---------------------|--------|------------------|--------------------|
| Nom | Lieu | N° de l'analyse chimique (in Brousse 1961) | Densité de la roche | Indice | Densité du verre | % SiO ₂ |
| Trachyte | Barrie | 186 | 2,487 | 1,492 | 2,389 | 66,74 |
| Phonolite | Mouteyron | 132 | 2,489 | 1,504 | 2,408 | 62,70 |
| — | Trioulérou | 148 | — | 1,510 | — | 60,98 |
| — | Le Piton | 141 | 2,522 | 1,504 | 2,449 | 61,39 |
| — | Carrière Lamadon | 135 | 2,551 | 1,502 | 2,372 | 61,70 |
| — | Carrière Monnéron | 150 | 2,507 | 1,514 | 2,434 | 62,39 |
| — | Bozat | 124 | — | 1,509 | — | 58,53 |
| — | Sanadoire | 144 | 2,590 | 1,509 | 2,439 | 61,11 |
| — | Tuilière | 137 | 2,559 | 1,508 | 2,427 | 60,97 |
| Ordanchite | Près Banne d'Ordanche | 69 | 2,798 | 1,574 | 2,735 | 51,74 |
| — | L'Ouire | 49 | 2,847 | 1,584 | 2,683 | 49,61 |
| — | Banne d'Ordanche | 85 | 2,857 | 1,567 | 2,645 | 53,50 |
| — | Barrie | 75 | 2,707 | 1,550 | 2,549 | 52,54 |
| Labradorite | Sous le Capucin | 64 | 2,995 | 1,582 | 2,739 | 51,35 |
| — | Tenon | 32 | 3,230 | 1,613 | 2,800 | 54,26 |
| — | Le Sancy | 65 | — | 1,578 | 2,654 | 45,21 |
| — | Puy Loup | 51 | — | 1,595 | 2,730 | 48,42 |
| Basalte demi-deuil | Mortes de Mey | 61 | 2,817 | 1,568 | 2,782 | 48,85 |
| — | Banne d'Ordanche | 44 | 2,896 | 1,586 | 2,806 | 47,76 |
| Basalte | Charlannes | 12 | 3,048 | 1,628 | 2,851 | 42,47 |
| Mareugite | Barrie | 7 | 3,007 | 1,630 | 2,849 | 42,74 |

Renseignements complémentaires sur les verres naturels de la pâte de quelques roches :

| | | | | | |
|--------------|-----------------------|------------------|----------|---------------------------------|------------------|
| Labradorite. | Puy de la Clé du Lac | <i>n</i> = 1,538 | Basalte. | Près du Puy de Cornilhoux | <i>n</i> = 1,538 |
| | Cascade de Queureuilh | <i>n</i> = 1,539 | | Près de la ferme de la Malviale | <i>n</i> = 1,534 |
| | Murat-le-Quaire | <i>n</i> = 1,537 | | Sur la route de la Malviale | <i>n</i> = 1,539 |
| | Près de Pailler | <i>n</i> = 1,540 | | | |

TABLEAU XLVIII.

Teneur en FeO et Fe₂O₃ des roches et des verres obtenus par leur fusion.
(Analyses de P. Blot et B. Taisne.)

| ROCHES | 1 | 2 | 3 | 4 |
|--|------|-------|------|------|
| FeO % (dans la roche. | 0,30 | 5,10 | 6,60 | 4,90 |
| (dans le verre). | 0,08 | 0,83 | 2,25 | 1,03 |
| Fe ₂ O ₃ % (dans la roche. | 0,77 | 8,60 | 3,30 | 4,36 |
| (dans le verre)..... | 2,11 | 12,00 | 9,54 | 9,67 |

1. Rhyolite du Pregnoux.
2. Basalte pauvre en olivine de la cascade du lac Guéry.
3. Ankaramite, sous le Pregnoux.
4. Ordanchite latitique, près de la Banne d'Ordanche.

mesuré l'indice des verres naturels de la pâte de certaines de nos coulées.

Dans ce qui suit nous tracerons d'une part, les courbes de variation de l'indice et d'autre part, celles de la densité des verres artificiels en fonction de leur teneur en silice. Cette dernière peut être déduite de celle de l'analyse des roches cristallisées en calculant les pourcentages en SiO_2 , déduction faite de l'eau. En effet, lors de la fusion expérimentale, le départ d'eau est total et les modifications entraînées par ce départ sont négligeables. Il y a simplement oxydation d'une partie du fer ferreux ainsi que nous l'avons constaté en effectuant quelques analyses chimiques partielles (tableau XLVIII).

2. L'indice de réfraction.

Dans les deux diagrammes (fig. 38) l'alignement à peu près parfait des points suggère qu'il existe des relations linéaires entre l'indice de réfraction et les teneurs en SiO_2 , ce que confirment les résultats que nous avons obtenus en appliquant les méthodes de la statistique (cf. légende de la fig. 38).

Dans les deux séries, l'indice décroît au fur et à mesure que l'acidité augmente mais les

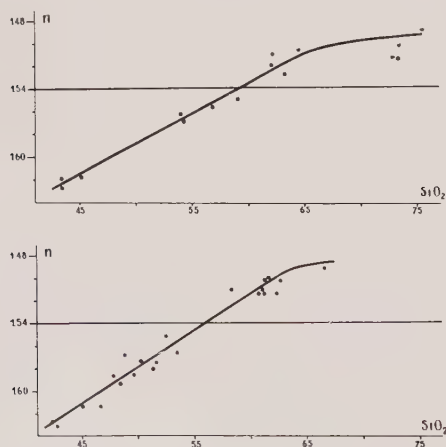


FIG. 38. — Variation de l'indice de réfraction, n , des verres artificiels en fonction de leur teneur en SiO_2 .

Figure supérieure : variation dans la série saturée.

Équation de la droite de régression entre $\text{SiO}_2 = 43$ et $\text{SiO}_2 = 65$: $n = 1,900 - 0,00642 (\text{SiO}_2)$.

Degré de corrélation égal à 94,4.

Figure inférieure : variation dans la série sous-saturée.

Équation de la droite de régression entre $\text{SiO}_2 = 42$ et $\text{SiO}_2 = 63$: $n = 1,852 - 0,00527 (\text{SiO}_2)$.

Degré de corrélation égal à 98,9.

deux droites de variation sont nettement décalées l'une par rapport à l'autre. C'est ainsi qu'un verre d'indice 1,54 a une teneur, en SiO_2 , de 54 % dans la série sous-saturée et de 58,5 % dans la série saturée.

L'intérêt de ces courbes pour l'étude des associations volcaniques régionales est à souligner. Il est tout d'abord possible, en effet, de situer une roche dans une série grâce à la seule connaissance de l'indice de son verre artificiel.

De plus, nous pouvons constater que l'indice du verre naturel des roches mésohyalines a la même valeur que ceux des verres artificiels provenant de roches plus acides. Ainsi l'indice du verre extrait de la pâte d'une labradorite est voisin de celui du verre obtenu par fusion

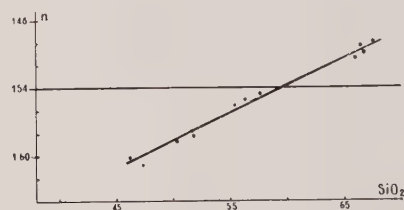


FIG. 39. — Variation en fonction de leur teneur en SiO_2 , de l'indice de réfraction, n , des verres provenant de la fusion des roches de la Chaîne des Puys (Auvergne).

Équation de la droite de régression : $n = 1,828 - 0,00483 (\text{SiO}_2)$.

Degré de corrélation égal à 99,6.

| ROCHE | | VERRE | | |
|-------------|----------------------------|---|--------|------------------|
| NOM | LIEU | N° DE L'ANA- LYSE CHIMIQUE (in Brousse, 1961) | INDICE | % SiO_2 |
| | | | | |
| Dômite | Puy Chopine | 142 | 1,499 | 67,63 |
| — | Sommet du Puy de Dôme | 138 | 1,505 | 66,75 |
| — | Puy Lacroix | 133 | 1,510 | 66,81 |
| — | Puy Sarcoui | 132 | 1,514 | 66,13 |
| Andésite | La Nugère | 95 | 1,545 | 57,53 |
| — | La Fontaine du Berger | 82 | 1,555 | 55,44 |
| — | S de Nohanent | 87 | 1,551 | 56,44 |
| Labradorite | Puy Louchadière | 70 | 1,582 | 51,85 |
| — | Fontfreide | 71 | 1,578 | 51,67 |
| — | W de Mas d'Argnat | 62 | 1,587 | 50,31 |
| Basalte | Saint-Ours les Ro- ches | 16 | 1,602 | 46,28 |
| — | Puy Gravenoire | 29 | 1,608 | 47,29 |

complète d'une ordanchite. Ceci confirme que la partie vitreuse des laves de basicité moyenne a la même composition que la matière constituant la totalité des laves plus acides de la série.

Il nous est également possible de comparer facilement, entre elles, des associations volcaniques de types différents. Dans ce but, nous avons tracé les courbes relatives aux deux associations simples du Massif Central français, celle de la Chaîne des Puys (fig. 39) et celle du Velay (fig. 40).

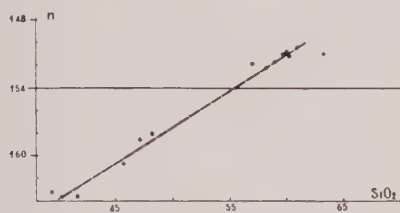


FIG. 40. — Variation, en fonction de leur teneur en SiO_2 , de l'indice de réfraction, n , des verres provenant de la fusion des roches du Velay (Massif Central français).

Équation de la droite de régression : $n = 1,895 - 0,00645 (\text{SiO}_2)$.

Degré de corrélation égal à 98,5.

| ROCHE | | VERRE | | |
|-----------|------------------|---|--------|------------------|
| NOM | LIEU | N° DE L'ANA- LYSE CHIMIQUE (in Brousse, 1961) | INDICE | % SiO_2 |
| | | | | |
| Phonolite | Jacassy | 52 | 1,510 | 63,25 |
| — | Toupernas | 45 | 1,511 | 60,30 |
| — | Montfol | 43 | 1,508 | 60,00 |
| — | Mont Gerbier des | 44 | 1,504 | 60,94 |
| — | Jons | 44 | 1,504 | 60,94 |
| — | La Tortue | 41 | 1,509 | 59,76 |
| — | La Chartreuse de | | | |
| | Bonnefoy | 39 | 1,516 | 59,00 |
| — | Roc de Cuzet | 32 | 1,518 | 57,00 |
| — | Suc de Monac | 31 | 1,522 | 58,17 |
| Basalte | Le Ranchou | 27 | 1,581 | 48,20 |
| — | Jalades | 23 | 1,607 | 45,59 |
| — | Rioufrey | 7 | 1,636 | 41,60 |
| — | Rognon | 3 | 1,632 | 39,40 |
| — | Rocher de Cuzet | 26 | 1,588 | 47,10 |

Sur la figure récapitulative 41, on peut alors constater que la position des différentes droites de variation n/SiO_2 est caractéristique de cha-

cune des associations magmatiques. En allant vers un pôle de plus en plus acide, les quatre séries volcaniques françaises étudiées se disposent notamment dans l'ordre suivant :

Pôle sous-saturé série du Velay (n° 9),
série sous-saturée du Mont-Dore (n° 8),
série de la Chaîne des Puys (n° 7),
Pôle saturé série saturée du Mont-Dore (n° 5).

Sur cette figure 41, nous avons également tracé les courbes relatives aux séries volcaniques étudiées par d'autres auteurs, selon cette méthode, dans différentes parties du Monde. Ces courbes confirment *qu'une relation entre l'indice et l'acidité des verres ne peut être définie que dans un cadre magmatique régional*. Contrairement à l'opinion émise par Stark (1904), Allen (1922), Tilley (1922), George (1924), et reproduite dans la plupart des traités, une courbe réunissant des verres provenant d'associations volcaniques aussi différentes que le sont celles du Yellowstone Park et du Vésuve, n'a donc aucune valeur.

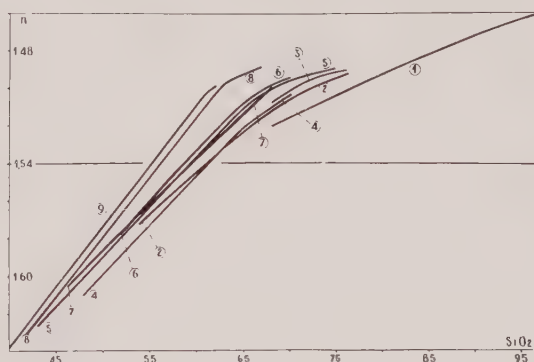


FIG. 41. — Variation comparée de l'indice de réfraction, n , en fonction des teneurs en SiO_2 des verres artificiels provenant de différentes provinces magmatiques.

- 9 : série du Velay, Massif Central français (cf. fig. 40).
8 : série sous-saturée du Mont-Dore (cf. fig. 38).
7 : série de la Chaîne des Puys, Massif Central français (cf. fig. 39).
6 : série de Markleeville, Sierra Nevada, U. S. A. (d'après Mathews, 1951).
5 : série saturée du Mont-Dore (cf. fig. 38).
4 : série des monts Garibaldi, Colombie britannique, Canada (d'après Mathews, 1957).
3 : série des Schoolhouse Mountains, New Mexico, U. S. A. (d'après Wargo, 1960).
2 : série de Lassen Park, Sierra Nevada, U. S. A. (d'après Mathews, 1951).
1 : tectites (d'après Spencer, 1939).

3. La densité.

Disposant de 0,5 à 2 g de matériel, nous avons pu déterminer la densité par la méthode du pycnomètre. Comme liquide intermédiaire, nous avons choisi le tétrachlorure de carbone en raison de sa densité élevée et de sa facile évaporation. Dans le pycnomètre, nous n'avons placé l'échantillon étudié qu'après l'avoir réduit en une poudre dont les grains avaient de 0,2 à 0,4 mm de diamètre. En cours d'opération, l'élimination des bulles d'air comprises entre ces grains a été effectuée sous cloche à vide. Les résultats obtenus ont été corrigés en fonction de la température régnant lors de l'expérience. Les densités sont données à la température de 18° C.

Les valeurs de la densité des verres, en fonction de leur teneur en silice, sont représentées, pour les deux séries, sur la figure 42. On peut remarquer que les termes extrêmes des deux séries magmatiques ont sensiblement la même densité. C'est notamment le cas des deux basaltes (riches en olivine et pauvres en olivine). Ces courbes ne permettent pas, par ailleurs, de faire des comparaisons plus précises.

Il en est de même des courbes que l'on obtient en reportant (fig. 42) les densités réelles des échantillons cristallisés, courbes, qui, de ce

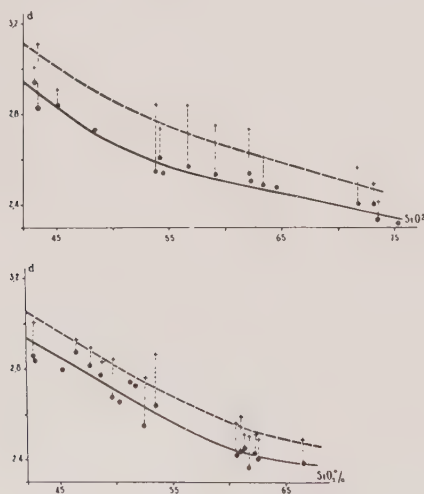


FIG. 42. — Courbes de variation de la densité en fonction des pourcentages en SiO_2 .

En tires : variation de la densité des roches cristallisées.
En traits pleins : variation de la densité des verres artificiels.

Figure supérieure : variations dans la série saturée.

Figure inférieure : variations dans la série sous-saturée.

fait, n'ont pas une grande utilité pour l'étude ou la comparaison des séries magmatiques.

VI. — CARACTÈRES VULCANOLOGIQUES COMPARÉS DES DEUX SÉRIES.

1. Appareils éruptifs.

Ainsi que nous l'avons signalé au cours du chapitre réservé à la pétrographie, toutes les laves riches en plagioclases forment des coulées à débit prismé ou feuilleté alors que les laves plus acides, subalcalines ou alcalines, sont beaucoup plus visqueuses et on ne les trouve qu'en dômes ou en filons. Ceci est vrai pour les deux associations.

2. Projections.

Par contre, les deux associations se distinguent en ce qui concerne l'abondance des projections. Les éruptions de caractère sous-saturé n'émettent que peu de cendres et il ne se forme que des entablements basaltiques qu'accidentent quelques pitons phonolitiques.

A l'opposé, les éruptions de type saturé fournissent, dans le Mont-Dore, l'importante masse de *cinérites* blanches. Ces dernières sont profondément attaquées par les agents d'érosion en raison de leur faible dureté, et, dans notre région, les plateaux et les sommets formés de lave, s'opposent aux vallées profondes, taillées dans un matériel cinéritique.

Les cinérites sont formées de débris, en partie volcaniques, et, en partie arrachés au substratum, le tout étant emballé dans une matière vitreuse. Elles se rapprochent ainsi des *ignim-*

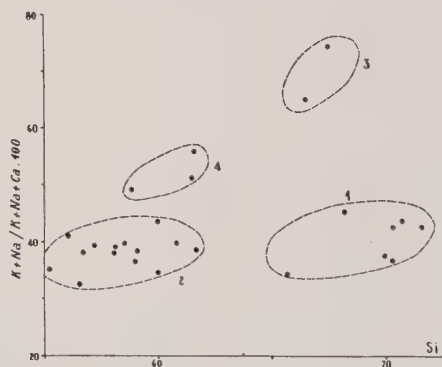


FIG. 43. — Relation entre la composition des roches massives, rhyolites (1) et sancyites (2) et celle du ciment des projections cinéritiques.

(3) : cinérite inférieure ; (4) : cinérite supérieure.

séries ont suivi les mêmes voies d'accès. De fait, il est possible de localiser ces roches à proximité des failles qui limitent la caldeira d'effondrement ou de celles qui en découpent l'intérieur (fig. 44).

Quant aux roches basiques ou intermédiaires, les lois de leur répartition apparaissent moins nettement.

VII. — RELATIONS PÉTROGÉNÉTIQUES ENTRE LES DEUX SÉRIES.

Dans les chapitres précédents nous avons précisé les caractères qui permettent de différencier pratiquement les deux séries magmatiques du Mont-Dore. Il nous reste maintenant à rechercher les relations d'origine pouvant exister entre ces deux associations.

Ce problème a déjà été abordé par L. Glangeaud (1943) ; notre étude permet de le reprendre en nous appuyant sur un plus grand nombre de données.

Ainsi qu'il a déjà été dit plus haut, la série sous-saturée du Mont-Dore est à peu de chose près, semblable à celle du Velay tandis que sa série saturée est voisine de celle de la Chaîne des Puys.

Le Mont-Dore offre ainsi la possibilité d'étudier les relations entre ces deux sortes de magmas, non seulement dans son cadre local mais dans l'ensemble du Massif Central.

Une première catégorie d'observations pouvant être faite est que les deux séries sont nettement distinctes depuis leur origine basaltique jusqu'à leur point final de différenciation. De plus nous n'avons jamais trouvé de laves hybrides présentant à la fois les caractères des roches de l'une et de l'autre série. Nous sommes donc conduits à situer la bifurcation des deux associations, à partir d'un magma initial commun, avant que ne débute la différenciation magmatique. Il y a lieu cependant d'ajouter que cette divergence a pu s'accroître pendant tout le cours ultérieur de l'évolution des deux séries.

Tous les faits observés s'accordent avec les deux hypothèses suivantes :

1° Le magma initial est le basalte riche en olivine, dont la différenciation a conduit à la série sous-saturée.

2° La série saturée dérive de la précédente par assimilation de matériel acide, cette assimilation s'étant poursuivie pendant le cours de la différenciation.

En effet, le basalte à olivine se trouve, avec des caractères rigoureusement constants, non seulement dans toute l'étendue du Massif Central mais aussi sur toute l'étendue de notre planète (Jung et Brousse, 1958). Tous les auteurs admettent actuellement que c'est ce basalte à olivine qui doit prédominer dans la croûte basaltique.

Par contre, le magma de la série saturée est plus variable, surtout en ce qui concerne sa teneur en silice. C'est ce que l'on peut constater en comparant notre série saturée du Mont-Dore à celle de la chaîne des Puys. Alors que la série du Mont-Dore a conduit à des rhyolites très acides ($Si = 72$), celle de la Chaîne des Puys n'a donné naissance qu'à des trachytes quartzifères ou dômities ($Si = 62$).

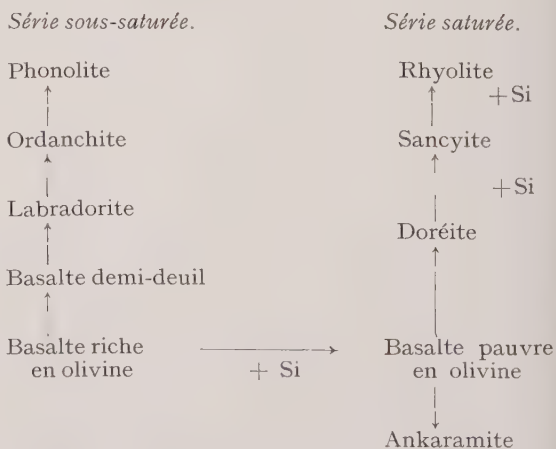
Cette différence peut être interprétée en disant que la contamination du magma basaltique initial a été plus importante dans le massif du Mont-Dore que dans la Chaîne des Puys.

Dans une représentation d'ordre géologique on pourrait dire que le magma de la série sous-saturée et ses produits de différenciation sont montés directement depuis la couche basaltique, tandis que le magma de la série sous-saturée se serait à la fois différencié et enrichi en silice lors de séjours dans des réservoirs situés au sein de l'écorce granitique.

Toutes ces relations sont mises en évidence dans le tableau XLIX.

TABLEAU XLIX.

Relations présumées entre les deux associations du Mont-Dore.



BIBLIOGRAPHIE

- ALLEN, E. T. (1922). — *Franklin Inst. J.*, U. S. A., 193, 29.
- BROUSSE, R. (1961 a). — *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 25, (263).
- BROUSSE, R. (1961 b). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 84, n° 2.
- GEORGE, W. O. (1924). — *J. Geol.*, U. S. A., 32, 353.
- GLANGEAUD, L. (1943). — *Bull. Soc. géol. Fr.*, 13, 419.
- JUNG, J. et BROUSSE, R. (1958). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 81, 133.
- KENNEDY, W. Q. et ANDERSON, E. M. (1938). — *Bull. volcanol.*, 3, 23.
- MATHEWS (1951). — *Amer. Mineral.*, 36, 92.
- MATHEWS (1957). — *Amer. J. Sci.*, 255, 400.
- MURRAY, R. J. (1954). — *Geol. Mag.*, G. B., 91, 17.
- SPENCER, E. (1939). — *Mineral. Mag.*, G. B., 167, 425.
- STARK, M. (1904). — *Miner. petrogr. Mitt.*, Österr., 23, 536.
- SUN, K. H., SAFFORD, H. W., SILVERMAN, A. (1940). — *Amer. ceram. Soc. J.*, 23, 343.
- TILLEY, C. E. (1922). — *Mineral. Mag.*, G. B., 19, 275.
- WARGO, J. G. (1960). — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 71, 87.
- WILKINSON, J. F. G. (1956). — *Amer. Mineral.*, 41, 724.

Structure atomique d'une phase cristalline du gallium, instable à la pression atmosphérique

PAR H. CURIEN ET A. RIMSKY,

Laboratoire de Minéralogie de la Faculté des Sciences de Paris

ET A. DEFRAIN,

Laboratoire de Physique — Enseignement de la Faculté des Sciences de Paris.

Résumé. — A partir du liquide surfondu, on peut faire cristalliser à $-16,3^{\circ}\text{C}$ une phase du gallium, instable à pression ordinaire. Pour faire l'étude cristallographique de cette phase instable on a utilisé un dispositif qui permet la réalisation simultanée d'un diagramme de cristal tournant et d'un diagramme de Weissenberg. L'orientation du cristal étant quelconque, l'ensemble des deux diagrammes permet de reconstituer le réseau réciproque.

La phase instable du gallium est orthorhombique ($a = 2,90$; $b = 8,13$; $c = 3,17$ Å). Groupe D_{2h}^{17} , $Z = 4$. Les atomes forment des chaînes en zigzag, la distance Ga-Ga dans la chaîne étant $2,68$ Å.

I. — INTRODUCTION.

L'un de nous, Defrain (1960), a mis en évidence, par des mesures thermodynamiques et électriques, l'existence d'une nouvelle phase solide du gallium, instable à pression ordinaire, qui peut être obtenue à partir du liquide en surfusion. L'existence de cette phase nouvelle avait été confirmée par diffraction des rayons X (Curien, Defrain, Rimsky, 1960) par obtention de diagrammes de Laue et de cristal tournant incompatibles avec la structure du gallium normal.

II. — MÉTHODE EXPÉRIMENTALE D'ÉTUDE.

II. 1. Obtention de la phase instable du gallium.

La phase solide stable du gallium fond à la température $\Theta_1 = 29,8^{\circ}\text{C}$. Mais en refroidissant un échantillon de gallium à partir d'une température supérieure à Θ_1 , la solidification peut ne pas se produire à Θ_1 . On constate alors que la surfusion cesse à une température de l'ordre de -17°C à -20°C et que la température du

système vient se fixer sur un palier à $-16,3^{\circ}\text{C}$ pendant le processus de solidification. Dans nos expériences, la durée de ce palier est de l'ordre de 15 à 40 minutes. Il est quelquefois possible d'observer le palier jusqu'à la fin de la solidification et d'abaisser à nouveau la température de l'échantillon (la limite inférieure de température ainsi obtenue a été de -23°C). On constate alors la manifestation dans l'échantillon d'un phénomène exothermique spontané qui résulte du passage, à l'état solide, de la phase instable à la phase stable. Mais le plus souvent, la phase instable se transforme spontanément en phase stable avant la fin du palier à $-16,3^{\circ}\text{C}$, c'est-à-dire avant la solidification complète en phase instable. On constate que, le plus souvent, la phase solide instable se forme en gros monocristaux (un ou deux monocristaux pour une masse de l'ordre d'une dizaine de grammes). Ces monocristaux instables se transforment en un agrégat de microcristaux de la phase stable, sans relation d'orientation apparente (Curien et al., 1960).

Il nous a donc fallu mettre en œuvre un dispositif de diffraction de rayons X qui permette, en un temps inférieur à une demi-heure (durée maximum du palier) d'obtenir, avec un mono-

cristal d'orientation quelconque et inconnue, un cliché qui puisse être interprété de façon univoque.

II. 2. Dispositif expérimental.

Le principe de l'opération consiste à réaliser, en même temps, avec le même échantillon, un diagramme de cristal tournant et un diagramme de Weissenberg. Une méthode de ce genre a déjà été proposée par Guinier et Regourd (1960) : pour étudier des grains d'orientation quelconque, ils enregistraient successivement sur le même film, dans une chambre de Weissenberg, un diagramme de cristal tournant (sans translation du film) et un diagramme de Weissenberg (avec translation du film). Nous avons utilisé une variante de ce processus adaptée aux exigences de rapidité de nos expériences.

Opérant avec une chambre de Weissenberg Nonius équipée de son dispositif de basse température, nous enroulons un premier film A sur le cylindre diaphragme de rayon R_A qui est ouvert au maximum. Ce film reste fixe au cours de la pose. Le deuxième film B est placé en position normale sur les deux demi-coques (de rayon $R_B = \frac{180}{2\pi}$ mm) qui sont animées du mouvement de translation asservi à la rotation du porte-cristal (fig. 1).

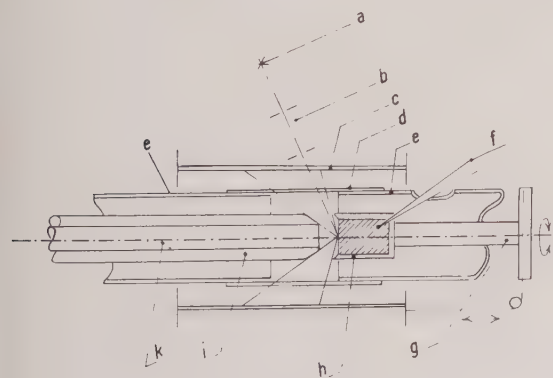


FIG. 1. — Équipement de la chambre.

a : foyer du tube; b : collimateur; c : chambre mobile; d : film fixe; e : porte cache; f : thermo-couple; g : axe de rotation de l'échantillon; h : tube de plexiglass; i : tube Dewar; k : courant d'azote froid.

Au porte-cristal est fixé un tube de plexiglass, dont l'axe coïncide avec l'axe de rotation et qui est fermé, du côté opposé au support, par une feuille de cellophane. Le tube comporte un ori-

fice latéral pour le remplissage. Un couple thermoélectrique permet de suivre l'évolution thermique de l'échantillon et de limiter la pose entre le moment de l'apparition et celui de la disparition du palier de température à $-16,3^\circ\text{C}$. L'échantillon est refroidi par un jet d'azote froid. La chambre est inclinée, par rapport à la direction normale au faisceau incident, d'un angle de 20° .

II. 3. Interprétation des diagrammes.

On fait un agrandissement photographique A' du film A dans le rapport R_B/R_A . Les films A' et B peuvent alors être directement comparés et les taches provenant d'une même réflexion (a' sur le film A' , b sur le film B, fig. 2 b) se correspondent le long d'une génératrice du cylindre sur lequel était enroulé le film B. La figure 2 a , qui représente la construction d'Ewald pour un faisceau diffracté, montre comment on peut

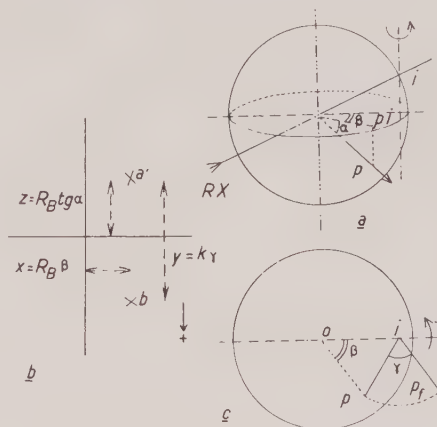


FIG. 2. — a . Construction d'Ewald dans l'espace réciproque. Le réseau réciproque centré en I tourne autour de I_i . Le nœud P est en position de réflexion; p et i sont les projections de P et de I sur le plan équatorial.

b . Films A' ($= A$ agrandi) et B superposés.

c . Construction de la projection cotée p du nœud P dans le réseau réciproque ramené à une position initiale fixe.

déterminer à partir des clichés les coordonnées dans le réseau réciproque du nœud P correspondant aux taches a et b . On utilise une représentation du réseau réciproque en *géométrie cotée*, en projection sur le plan perpendiculaire à l'axe de rotation I_i . La mesure du segment $z = R_B \tan \alpha$ sur le diagramme (fig. 2 b) donne la cote $Pp =$

$$Z = \frac{1}{\lambda} \sin \alpha \text{ du point P, et la longueur du seg-}$$

ment $Op = \frac{1}{\lambda} \cos \alpha$. La mesure des longueurs $x = R_B \cdot \beta$ et $y = K\gamma$ permet le calcul des angles β et γ et conduit à la construction de la projection p de P et à celle de la projection cotée p_f de la position du nœud lorsque le réseau est ramené à une position initiale fixe (K est le rapport qui lie la translation de la chambre à la rotation du cristal (45 mm pour 90°) [fig. 2 c]).

On peut ainsi facilement reconstituer le réseau du cristal diffractant.

III. — MAILLE ET GROUPE DE SYMÉTRIE.

Opérant en rayonnement $\text{CuK}\alpha$ filtré, nous avons réalisé sept expériences indépendantes et obtenu ainsi sept représentations cotées du réseau dans des orientations différentes. La maille est orthorhombique avec un réseau du type C et les paramètres sont (à $T = -16,3^\circ C$)

$$a = 2,90 \text{ \AA} \pm 0,03, \quad b = 8,13 \text{ \AA} \pm 0,03, \\ c = 3,17 \text{ \AA} \pm 0,03.$$

La précision médiocre sur ces mesures tient aux difficultés expérimentales.

Les mesures d'angle sont aussi sujettes à des erreurs de l'ordre du degré : ce n'est qu'à ce degré d'approximation qu'on peut affirmer que le réseau est orthorhombique.

Les réflexions hkl n'existent que pour

$$h + k = 2n.$$

La masse spécifique mesurée à $T = -16,3^\circ C$ (Defrain, 1960) est $D_m = 6,23 \text{ g/cm}^3$. Avec un nombre d'atomes par maille $Z = 4$, la densité calculée est $D_x = 6,20$.

Un cristal orthorhombique dont le réseau est du type C peut appartenir à l'un des quinze groupes spatiaux : D_{2h}^{17} à 22 , D_2^5 , D_2^6 , C_{2v}^{11} à 17 .

Le nombre des réflexions obtenues, étant relativement restreint, il ne nous a pas semblé prudent de fonder la détermination du groupe uniquement sur l'absence de quelques réflexions. Nous avons donc discuté systématiquement les possibilités géométriques offertes par chacun des quinze groupes.

Dans ces groupes, les positions de multiplicité 2 ou 4 forment en général des « complexes réticulaires » (voir Internationale Tabellen, 1935).

Le nombre des atomes contenus dans la maille étant égal à 4, le choix du groupe est réduit de ce fait à l'un des trois groupes D_{2h}^{17} , D_{2h}^{19} , et D_{2h}^{21} .

L'observation sur nos clichés des réflexions

190 et 1110 interdit le groupe D_{2h}^{21} (C mma ou C mmb).

Si le cristal appartenait au groupe D_{2h}^{19} (C mmm), les quatre atomes pourraient se répartir soit sur deux ensembles de positions de multiplicité 2 [$2(a)$ ($2(b)$, $2(d)$)] soit sur un ensemble de positions de multiplicité 4 [$4(e)$, $4(f)$, $4(g)$, $4(h)$].

L'occupation simultanée de deux ensembles de positions de multiplicité 2 conduit soit à des complexes réticulaires du type $Pmmm$ ou $Fmmm$ [occupation de $2(a) + 2(b)$ ou de $2(a) + 2(c)$, ou de $2(c) + 2(d)$, ou de $2(b) + 2(d)$], soit à un complexe réticulaire de type $Bmmm$ mais à maille deux fois plus petite [pour $2(a) + 2(d)$ ou $2(b) + 2(c)$]. Cette hypothèse est donc à rejeter.

Parmi les positions de multiplicité 4 du groupe D_{2h}^{19} , les positions $4(e)$ et $4(f)$, qui forment un complexe réticulaire du type $Pmmm$, sont à rejeter. Les ensembles $4(g)$ et $4(h)$ sont équivalents, à un changement d'origine près. Il en est de même pour les ensembles $4(i)$ et $4(j)$, et pour les ensembles $4(k)$ et $4(l)$.

Si les atomes se plaçaient en $4(g) \pm [x00; x + \frac{1}{2}, \frac{1}{2}, 0]$ la distance entre les atomes de coordonnées $x00$ et $\bar{x}00$ serait au maximum de 1,45 Å, ce qui est certainement impossible pour des atomes de Ga. S'ils se plaçaient en $4(k)$, la distance entre les atomes de coordonnées $00z$ et $00\bar{z}$ serait au maximum de 1,58 Å, ce qui est également impossible. Reste donc pour le groupe D_{2h}^{19} la possibilité de placer les atomes en $4(i)$:

$$\pm [0y0; \frac{1}{2}, \frac{1}{2} + y, 0].$$

Examinons maintenant les possibilités offertes par le groupe D_{2h}^{17} ($Cmcm$ ou $Ccmm$). Le groupe en orientation $Ccmm$ est interdit par l'observation sur les clichés des réflexions 041 et 061. Nous devons donc nous limiter à l'hypothèse $Cmcm$. Ce groupe comporte trois ensembles de positions de multiplicité 4, mais les ensembles $4(a)$ et $4(b)$ qui forment l'un et l'autre un complexe réticulaire de maille moitié, sont à rejeter. Reste donc pour ce groupe la possibilité des positions $4(c)$:

$$\pm [0, y, \frac{1}{4}; \frac{1}{2}, \frac{1}{2} + y, \frac{1}{4}].$$

Au total, l'ensemble de cette discussion laisse donc le choix entre deux hypothèses seulement :

- I) groupe D_{2h}^{19} (Cmmm), les atomes étant en 4 (*i*),
 II) groupe D_{2h}^{17} (Cmcm), les atomes étant en 4 (*c*).

Le fait, que, sur aucun diagramme, nous n'avons observé des réflexions *hol* avec *l* impair milite en faveur de l'hypothèse II. D'autre part, dans l'hypothèse I, la distance entre premiers voisins Ga-Ga serait au maximum égale à 2,28 Å, alors que dans l'hypothèse II, ce maximum est égal à 2,78 Å. [La distance entre premiers voisins dans les cristaux de gallium normal est 2,44 Å et chaque atome n'a qu'un voisin à cette distance, (*Strukturbericht*, III, 3).] L'hypothèse I qui conduirait à une structure en plans successifs, distants l'un de l'autre de 3,17 Å, chaque atome ayant trois voisins à des distances inférieures ou égales à 2,28 Å semble donc peu satisfaisante.

L'expression de la partie géométrique *A* des facteurs de structure dans les hypothèses I et II prend une forme très simple :

$$\text{I : } A = 4 \cos 2 \pi ky \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \text{II : } A &= 4 \cos 2 \pi ky \quad \text{si } l = 4n & (2) \\ &- 4 \sin 2 \pi ky \quad l = 4n + 1 \\ &- 4 \cos 2 \pi ky \quad l = 4n + 2 \\ &4 \sin 2 \pi ky \quad l = 4n + 3 \end{aligned}$$

Puisque dans les deux hypothèses, le facteur de structure est indépendant de *h*, on peut, à partir des réflexions observées qui forment, du fait des difficultés expérimentales, un ensemble relativement limité, reconstituer entièrement le plan réciproque *okl*.

Nous avons donc pu exécuter une projection de Patterson sur le plan *oyz*, sans préjuger de la validité de l'une ou de l'autre des hypothèses I ou II. La figure 3 *a* donne la photosomme obtenue (photosommateur de v. Eller). La présence de pics de coordonnées $\left(y, \frac{1}{2}\right)$ sur la projection élimine définitivement l'hypothèse I, selon laquelle tous les pics de Patterson devraient être groupés en $(y, 0)$. Le groupe spatial est donc D_{2h}^{17} (Cmcm).

Cette hypothèse étant confirmée, la photosomme de Patterson montre d'autre part que la cote *y* des atomes en position (4 *c*) est voisine de 0,125. Cette valeur permet le calcul des signes des facteurs de structure (formules 2) et la réalisation d'une projection de Fourier de la structure sur le plan *oyz* (fig. 3 *b*). Cette photosomme (fig. 3 *b*) montre que la valeur de *y* est diffé-

rente de 0,125 et qu'elle est voisine de $y = 0,133$. Cette valeur de *y* est confirmée par un ajustement par la méthode des moindres carrés et par un calcul de corrélation linéaire entre valeurs observées et calculées (Rimsky, 1961).

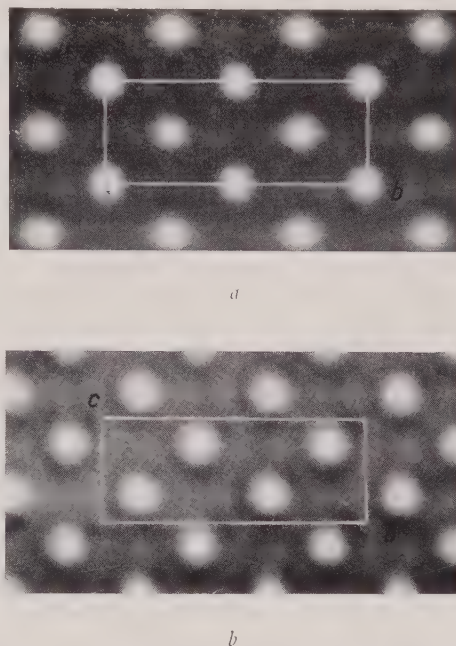


Fig. 3. — *a*. Photosomme de la projection de PATTERSON sur le plan *Oyz*.

b. Photosomme de la projection de FOURIER sur le plan *Oyz*.

IV. — DESCRIPTION DE LA STRUCTURE.

Les atomes de gallium sont donc groupés en chaînes en zigzag, dont la direction générale est parallèle à l'axe *oz* (fig. 4). La distance entre deux atomes voisins dans une chaîne vaut 2,68 Å et l'angle Ga-Ga-Ga est de 72° 30'. Outre ces deux proches voisins, on peut dénombrer pour chaque atome quatre voisins plus lointains à 2,87 Å, deux autres à 2,90 Å, les deux suivants étant à 3,17 Å (fig. 5).

La structure de cette nouvelle phase du gallium, instable à pression ordinaire, obtenue à partir du liquide en surfusion, est donc essentiellement différente de celle du gallium ordinaire, dans laquelle les atomes sont groupés par paires, la distance Ga-Ga dans une paire valant 2,44 Å. Rappelons qu'à - 22° C, la densité de la phase solide stable est 5,92 g/cm³, que celle de la

phase solide instable que nous avons étudiée est 6,23, celle de la phase liquide 6,13. Alors que la phase stable a un comportement « anormal » à la fusion (forte diminution de volume), la phase instable a un comportement normal (lé-

la phase instable (2,68 Å) est bien différente de celle de la phase stable (2,44 Å).

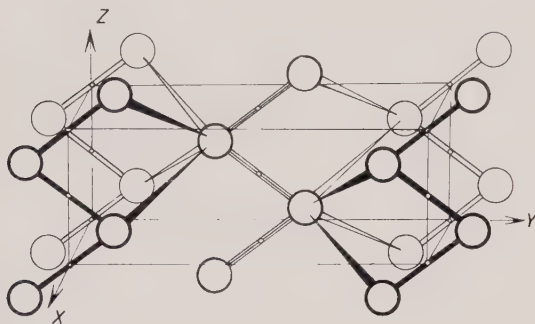


FIG. 4. — Schéma de la structure.

gère augmentation de volume). D'autre part l'arrangement statistique à courte distance des atomes dans le liquide est tel que la distance entre atomes voisins est de l'ordre de 2,83 Å (Menke, 1932). Cette valeur assez peu différente de celle de la plus proche distance Ga-Ga dans

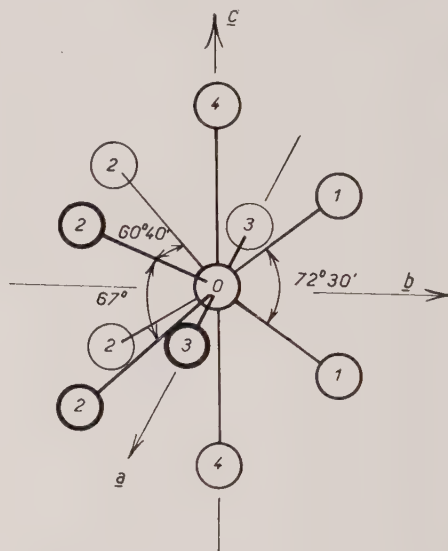


FIG. 5. — Entourage d'un atome dans la structure. Deux premiers voisins à 2,68 Å; quatre deuxièmes voisins à 2,87 Å; deux troisièmes voisins à 2,90 Å; deux quatrièmes voisins à 3,17 Å.

BIBLIOGRAPHIE

- CURIEN, H., DEFRAIN, A. et RIMSKY, A. (1960). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 83, 66.
 DEFRAIN, A. (1960). — *Métaux Corros., Fr.*, 35, 175, 245 et 300.
 GUINIER A. et REGOURD (1960). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 83, XXXVII.

- Internationale Tabellen zur Bestimmung von Kristallstrukturen*, Berlin, 1935.
 MENKE (1932). — *Phys. Z. Dtsch.*, 33, 593.
 RIMSKY, A (1961). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.* (à paraître).
Strukturbericht, Leipzig, 3.

Reproduction artificielle de quelques minéraux riches en zirconium (zircon, eudialyte, catapléite, elpidite); comparaison avec leurs conditions naturelles de formation

PAR M. CHRISTOPHE-MICHEL-LÉVY,
Laboratoire de Minéralogie-Cristallographie, Sorbonne, Paris.

Résumé. — Reproduction artificielle de l'eudialyte, d'une catapléite purement sodique, d'elpidite et de quatre phases inconnues dans la nature ; celles-ci ne se forment pas en présence d'alumine. Une concentration de 5 % Na_2CO_3 dans l'eau est indispensable à la formation de l'eudialyte ; en milieu moins alcalin, cristallisation de zircon.

Le zirconium est un élément relativement peu abondant dans la croûte terrestre. D'après H. Degenhardt (1957), on en trouve en moyenne 155 g par tonne dans les roches tant éruptives que sédimentaires ; les plus fortes teneurs existent dans les syénites néphéliniques (680 g/t en moyenne) ; les granites en contiennent 175 g/t. Il intervient pour la plus grande partie dans des silicates accessoires des roches éruptives ; pour une partie beaucoup plus faible, il entre dans le réseau des minéraux essentiels, s'introduisant probablement dans des lacunes tétraédriques (sodalite) ou remplaçant par exemple un groupement NaFe (ægyrine) ou Ti (ilménite rutile). Le seul silicate de zirconium répandu dans presque toutes les roches est le zircon ZrSiO_4 , aussi, lorsque celui-ci fait défaut et est remplacé par d'autres silico-zirconates tels que l'eudialyte, la catapléite par exemple, les pétro-

graphes attachent à ce fait une grande importance et une signification pétrogénétique. Parmi les roches éruptives, le zircon ou les silico-zirconates alcalins servent de minéraux caractéristiques dans la distinction entre les roches agpaïtiques et miaskitiques. Mais les différents auteurs ne sont pas tout à fait d'accord sur la définition de ces roches. Le tableau suivant résume quelques-unes des opinions exprimées à ce sujet. Fersman souligne que dans les roches agpaïtiques, l'ordre de cristallisation n'est pas celui que l'on observe le plus généralement mais qu'il est inversé : néphéline \rightarrow feldspath \rightarrow silicates à Zr-Ti \rightarrow silicates à Na-Fe. Guérassimovsky définit aussi les agpaïtes par la présence des minéraux suivants : ægyrine, amphibole sodique, sodalite, silicates de Zr-Ti complexes, phosphates de terres rares, et par l'absence de : cancrinite, biotite, augite, hornblende, sphène, zircon, apa-

| $\frac{\text{Na} + \text{K}}{\text{Al}}$ | USSING 1911 | FERSMAN 1929 GUERASSIMOSKY 1956 | POLANSKY 1949 | SØRENSEN 1960 |
|--|-------------|---------------------------------------|---|--|
| | agpaïtes | agpaïtes | agpaïtes | $\text{Na} + \text{K} > \frac{1}{6} \text{Si}$ |
| $\frac{1,2}{1}$ | ----- | (quelle que soit la teneur en Si) | | agpaïtes |
| | | miaskites | $\text{Na} + \text{K} > \frac{1}{6} \text{Si}$ miaskites | $\text{Na} + \text{K} < \frac{1}{6} \text{Si}$ plumasites |

tite, calcite, ilménite, rutile, magnétite, pyrochlore. Tous les auteurs insistent en outre sur l'importance des constituants volatils et certains (Kostyleva, 1940) appuient plus sur ce fait que

sur la valeur du rapport $\frac{\text{Na} + \text{K}}{\text{Al}}$.

Si les auteurs ont beaucoup insisté sur les caractères chimiques de ces roches, ils ont peu discuté des conditions physiques, notant seulement l'existence probable d'une forte pression de corps volatils.

Il était donc intéressant de préciser :

1. — La composition chimique la plus simple possible pour l'eudialyte qui, dans la nature, ne comporte pas moins de 14 éléments.

2. — Les limites de composition chimique où se forme le zircon ou l'eudialyte et notamment le rapport $\frac{\text{Na} + \text{K}}{\text{Al}}$.

3. — Parmi les composants volatils (H_2O , F, Cl), ceux qui semblaient indispensables.

4. — Les limites de pression et de température où nous obtenions ces minéraux.

5. — La formation éventuelle d'autres minéraux zirconfères que l'on peut trouver accompagnant ou remplaçant l'eudialyte.

Frondel et Collette (1957), puis Mumpton et Roy (1961) ayant déjà étudié la synthèse du zircon entre 250° et 700° dans le système $\text{SiO}_2 - \text{ZrO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, nous nous sommes spécialement attachés à déterminer les conditions de formation de l'eudialyte, et à constater dans un système complexe (présence d' Al_2O_3 , d'alcalins, etc.) les cas où le zircon apparaissait et ceux où il n'apparaissait pas.

Rappelons les formules simplifiées des différents silico-zirconates dont il va être question ici :

zircon ZrSiO_4
 eudialyte $(\text{Na}_2, \text{Ca})_3 \text{ZrSi}_6\text{O}_{18}(\text{OH}, \text{Cl})$
 catapléite $(\text{Na}_2, \text{Ca}) \text{ZrSi}_3\text{O}_9 \cdot \text{H}_2\text{O}$
 elpidite $\text{Na}_2\text{ZrSi}_6\text{O}_{15} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$

L'*eudialyte* forme des rhomboèdres ou des cristaux globuleux rosés ou jaunes, très peu biréfringents, soit uniaxes +, soit uniaxes — (elle est appelée alors eucolite). Certains considèrent l'eucolite comme une eudialyte contenant plus de Nb (Strunz) ou de Fe, Mn, terres rares (Kunitz) que la forme à signe optique positif. Le même cristal peut contenir des plages positives et négatives réunies par une zone isotrope. Elle s'altère suivant les fissures en produits assez mal définis ou se transforme en catapléite, plus rarement en zircon.

La *catapléite* se forme surtout de façon secondaire, par transformation de l'eudialyte ; en même temps, on trouve souvent de la pectolite $\text{Ca}_2\text{NaHSi}_3\text{O}_9$ ou des zéolites : analcime, natrolite. Elle forme dans ce cas surtout des tablettes hexagonales blanches ou incolores. Elle existe aussi par cristallisation primaire dans les syénites néphéliniques de Langesundsfjord par exemple, en tables aplaties jaunâtres dans les interstices entre les cristaux de néphéline et de feldspath. C'est un minéral sodicalcique, mais Brögger (1890) signale une « natronkatapleit » et la catapléite du Groenland analysée par Flink (1893) est aussi très pauvre en CaO (0,17 %). On la considère généralement comme monoclinique, biaxe + (2 V = 20 à 30°) devenant hexagonale, uniaxe + au-dessus de 140°. En fait, parmi les cristaux de la collection du M. N. H. N. que nous avons observés, de nombreux sont déjà uniaxes à température ordinaire.

L'*elpidite* est un minéral très rarement signalé. Il forme des cristaux allongés, orthorhombiques, souvent fibreux, à extinction droite, allongement négatif. Trouvé pour la première fois à Narsarsuk, au Groenland, où il est très largement répandu, on l'a également remarqué à Rockall (Lacroix, 1921, Sabine, 1960) et dans la presqu'île de Kola (titanoelpidite — Semenev, 1955). Les cristaux de Narsarsuk et de Rockall que nous avons eu l'occasion d'observer sont obscurcis de fines inclusions ; nous n'en avons pas trouvé dans les échantillons des îles de Los.

Étude expérimentale.

Nous avons utilisé de la silice amorphe en poudre, ZrO_2 chimique qui donne un diagramme de rayons X de baddeleyite, Al_2O_3 , Na_2CO_3 , CaCO_3 , NaCl, FeCl_2 , $4\text{H}_2\text{O}$, NaF ou Na_2SiF_6 . Les expériences ont eu lieu dans un autoclave partiellement rempli d'eau distillée d'une capacité de 40 cm³, les poudres mélangées au mortier se trouvant dans une nacelle de cuivre. La pression de vapeur d'eau a été estimée d'après le degré de remplissage en utilisant les tables de Kennedy ; elles ont varié entre 85 kg/cm² (à 300°) et 700 kg/cm². Dans beaucoup d'essais, il est resté des produits soit en solution, soit sous forme d'un verre bulleux.

I. Mélange $6\text{SiO}_2 - \text{ZrO}_2 - 3\text{Na}_2\text{CO}_3$.

A 300°, on obtient un empilement de fins cristaux à contours rectangulaires d'indice

moyen 1,56, qui donnent un diagramme de rayons X très voisin de l'elpidite, quoiqu'ils ne présentent pas le faciès habituel de ce minéral.

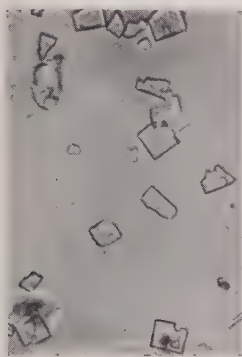


FIG. 1.
Petits cristaux carrés
de zircon (5 μ).

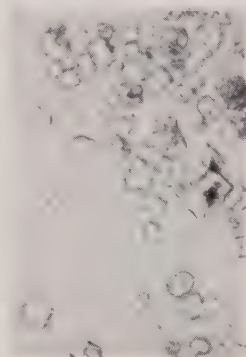


FIG. 2.
Cristaux « Z1 »,
5 à 10 μ .

A 380°, de fins cristaux en prismes hexagonaux d'indice moyen 1,59 forment la phase prépondérante; nous l'appellerons Z1 (fig. 2); ils persistent jusqu'à 450° tout en étant de moins en moins abondants; mais ils donnent un diagramme de rayons X à raies intenses qui camoufle les autres phases formées: à 410°-450°, de beaux prismes hexagonaux de catapléite de 25 \times 10 microns, et des cristaux très développés (150-180 microns), négatifs (2 V d'environ 30°), d'indices 1,625 à 1,605, qui se forment encore à 550°. Nous les appellerons Z2 (fig. 4). Ceux-ci ont des propriétés optiques très voisines de l'« α catapléite » de Gordon (1924), mais nous manquons d'information pour pousser la comparaison plus loin.

Variations autour de cette composition.

a) Remplacement de tout le Na_2CO_3 par NaCl .

Le milieu est beaucoup moins alcalin: nous trouvons à 450° de petits cristaux bipyramidés de quartz et du zircon, reconnaissable par son diagramme X, non par ses propriétés optiques, car il est en grains très fins, à haut relief, sans formes déterminées.

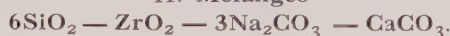
b) Remplacement de 1/3 de Na_2CO_3 par Na_2SiF_6 .

Nous retrouvons les cristaux Z2, du quartz et de petits zircons formant ici de tous petits cristaux carrés et plats, bien cristallisés (de 5 microns) (fig. 2).

c) Doublage de la quantité de ZrO_2 (proportions de la catapléite). C'est Z2 et la catapléite qu'on retrouve.

d) Excès de Na_2CO_3 . La forme Z2 cristallise seule.

II. Mélanges



A 430°, on obtient de belles gerbes de fibres de pectolite associées à la forme Z1; celles-ci sont associées à la forme Z2 à 550°.

Variations autour de cette composition.

a) Remplacement de 1/3 de Na_2CO_3 par Na_2SiF_6 .

A 450°, la forme Z2 doit être ici sodi-calcique: elle donne le même diagramme de rayons X mais se trouve en prismes à extinction oblique, ne dépassant pas 15-20°, allongement négatif, indice maximum 1,627. Ils semblent corrodés; on trouve aussi de très fins cristaux de quartz et de zircon.

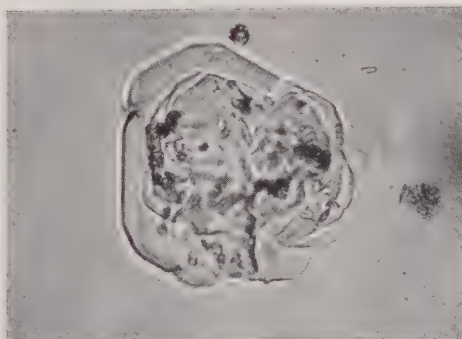


FIG. 3. — Association de plaquettes d'eudialyte (50 μ).

A 350°, on trouve surtout de l'elpidite en fibres et aussi de beaux cristaux de fluorine.

b) En ajoutant NaCl à 400°, on obtient de nouveau pectolite et forme Z1.

c) En ajoutant FeCl_2 , 4 H_2O à 450° et Na_2 (ou K_2) SiF_6 , il se forme de l'ægryrine, du zircon en petits carrés, un peu de quartz, de la fluorine, des cristaux Z2.

d) Si, dans ce même mélange, on double la quantité de Na_2CO_3 on obtient alors des cristaux hexagonaux, plats, souvent superposés, isotropes ou presque, d'indice 1,592, d'eudialyte (fig. 3); celle-ci est accompagnée de superbes

cristaux d'ægyrine (fig. 7) et de cristaux Z2. Il n'y pas de zircon.

On obtient l'eudialyte à 450, 510 et 550° toujours en milieu très alcalin : 500 mg Na_2CO_3

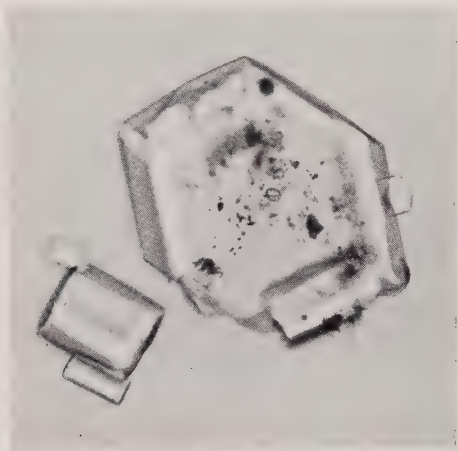


FIG. 4. — Petits prismes de catapléite accompagnant un gros cristal de la forme « Z 2 » (180 μ).

dans 10 cm³ H₂O. On peut supprimer le chlorure de fer et le remplacer par NaCl ; on obtient le même résultat mais il n'y a évidemment plus d'ægyrine. L'eudialyte est accompagnée par de

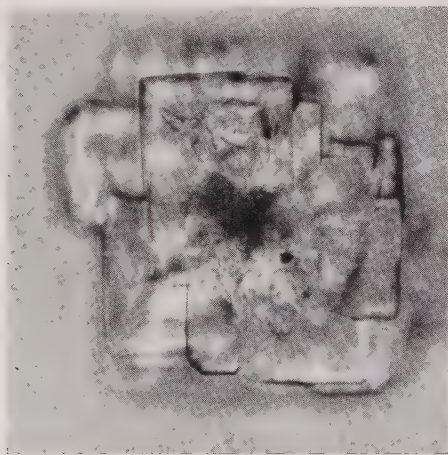


FIG. 5. — Association de cristaux de la forme « Z 3 » (200 μ).

gros cristaux d'allure cubique, mais très biréfringents (uniaxes —, indices 1,59-1,57) (fig. 5) (appelons-les Z3) et par de beaux cristaux Z2. A 550°, les cristaux Z2 sont remplacés ici par

de petits cristaux à indice plus élevés (1,72-1,67 environ) ayant des faces très brillantes : Z4 (fig. 6).



FIG. 6.

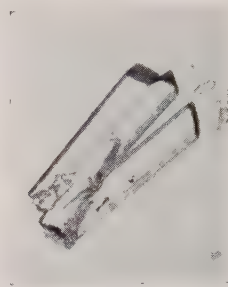


FIG. 7.

FIG. 6. — Forme « Z 4 » (10 à 20 μ).

FIG. 7. — Prismes d'ægyrine d'une centaine de μ de long. Photos Pavloff ; Museum.

On peut supprimer également le fluor. On obtient, toujours à 530°, l'eudialyte et la forme Z4. Mais le chlore, ainsi que le calcium sont indispensables : sans calcium, à 530°, on trouve seulement la forme Z3.

A 420°, l'eudialyte ne se forme plus : nous retrouvons la pectolite et des cristaux Z1, Z2.

III. Mélange eudialyte + Al_2O_3 .

Nous avons fait trois essais à 530° en présence d'alumine en partant du mélange qui donne eudialyte + ægyrine.

a) En utilisant $1\text{Al}_2\text{O}_3 : 6\text{SiO}_2 : 5\text{Na}_2\text{CO}_3$, nous trouvons toujours l'eudialyte (il se forme en outre ægyrine et sodalite).

b) $1\text{Al}_2\text{O}_3 : 6\text{SiO}_2 : 1,5\text{Na}_2\text{CO}_3$.

Il n'y a pas d'eudialyte. On trouve du zircon et probablement de la catapléite. Nous n'avions ici que 150 mg Na_2CO_3 /10 cm³ H₂O.

c) $1\text{Al}_2\text{O}_3 : 6\text{SiO}_2 : 1\text{Na}_2\text{CO}_3$ en quantité suffisante afin d'avoir 500 mg Na_2CO_3 dans 10 cm³ d'eau. Ici se forme, à côté de l'ægyrine, de la sodalite, du zircon mal cristallisé, et un peu de grenat jaunâtre, une andradite de maille 12,01 Å.

En l'absence de chlorure de fer, avec le rapport $\text{Na}/\text{Al} = 1,3$ la masse du produit est de la cancrinite, et il se forme un peu de corindon. Les conditions naturelles sont faussées : on ne peut étudier seulement les variations du rapport Na/Al , car, avec ce milieu très sodique, nous

avons alors un excès de Al sur Si considérable, et très différent de ce qu'on trouve en milieu naturel.

Conclusions.

Nous pouvons maintenant rapprocher les résultats obtenus par cette quarantaine d'expériences des observations pétrographiques. Étant donné le grand nombre de variables, cette quarantaine d'essais est bien insuffisante pour élucider toutes les questions qui se posaient.

Néanmoins, nous pouvons dire que la composition chimique la plus simple possible de l'eudialyte ne comporte que Si — Na — Ca — Zr — O, OH, Cl.

La catapléite peut ne pas contenir du tout de calcium.

Dans les expériences sans alumine, nous avons obtenu quatre phases inconnues dans la nature. En présence d'alumine, ces phases ne semblent plus exister, au moins avec les proportions de silice considérées, qui sont alors utilisées en priorité à la formation d'aluminosilicates alcalins. Dans les expériences par voie sèche exécutées par d'Ans et Löffler (1930) dans le système SiO_2 — ZrO_2 — Na_2O , plusieurs phases avaient été obtenues. On ne saurait s'étonner d'en obtenir également plusieurs dans des expériences par voie hydrothermale.

Le fluor n'est pas indispensable mais favorise souvent les belles cristallisations. La concentration de Na dans la vapeur d'eau est primordiale : nous avons dû utiliser une solution à 5 % de Na_2CO_3 pondéralement pour obtenir l'eudialyte. Nous n'obtenons pas d'eudialyte en

dessous de 440° , pas d'elpidite au-dessus de 380° ; la catapléite a été obtenue sporadiquement entre 410 et 530° , jamais comme phase principale.

Diagrammes des poudres des formes artificielles.

Radiation K α du cuivre

| | Z 1 | Z 2 | Z 3 | Z 4 |
|----|-------|----------|----------|--------|
| >m | 6,9 | f 7,4 | i 7,4 | |
| f | 5,9 | tf 6,5 | i 5,3 | f 4,19 |
| f | 5,05 | f 6,0 | m 4,22 | f 3,93 |
| >f | 4,76 | m 5,6 à | m 3,70 | f 2,90 |
| i | 4,12 | 4,98 | i 3,34 | f 2,70 |
| f | 3,67 | f 4,22 | i 3,28 | |
| i | 3,32 | f 3,90 | m 2,98 | |
| i | 3,15 | f 3,67 | f 2,84 | |
| f | 3,06 | f 3,54 | i 2,65 | |
| i | 2,86 | f 3,36 | i 2,57 | |
| f | 2,74 | m 3,25 | f 2,45 | |
| >f | 2,61 | i 2,97 | tf 2,36 | |
| f | 2,54 | m 2,72 | tf 2,31 | |
| >f | 2,47 | f 2,54 | f 2,21 à | |
| >f | 2,43 | f 2,45 | 2,17 | |
| f | 2,33 | tf 2,38 | m 2,08 | |
| f | 2,20 | tf 2,23 | >f 1,984 | |
| tf | 2,05 | m 2,17 | tf 1,933 | |
| >f | 2,01 | m 1,948 | i 1,844 | |
| tf | 1,986 | f 1,858 | m 1,776 | |
| f | 1,920 | f 1,818 | f 1,705 | |
| f | 1,846 | f 1,783 | | |
| m | 1,816 | >f 1,689 | | |
| tf | 1,740 | | | |
| >f | 1,718 | | | |
| >f | 1,691 | | | |

i : intense ; m : moyen ; f : faible ; tf : très faible, Il a été très difficile de trier les cristaux Z 4 d'où le petit nombre de raies apparaissant sur le diagramme.

BIBLIOGRAPHIE

- BROGGER, W. C. (1890). — *Zeitschrift für Krystall.*, 16, 434-61.
D'ANS, J. et LOFFLER, J. (1930). — *Zeits. anorg. Chem.*, 191, 1, 1-35.
DEGENHARDT, H. (1957). — *Geoch. Cosm. Acta*, 11, 279-309.
FERSMAN, A. (1929). — *Abh. Prakt. Geol. und Bergwirtsch.*, 18, 1-73, cité par Sørensen.
FLINK (1893). — *Geol. Foren. Föhr. Stockholm*, 15, 206.
FRONDEL, C. et COLLETTE, R. L. (1957). — 42, 759-65.
GORDON (1924). — *Proc. Acad. Nat. Sci. Phil.*, 76, 249.
GUERASSIMOVSKY, V. I. (1956). — *Geochimia*, 5, 61-74 (traduction M^{me} E. Jérémie, B. R. G. G. M. n° 2019).
KOSTYLEVA, E. E. (1940). — *Bull. Acad. Sci. U. R. S. S.*, sér. Géol., 2, 118-24.
KUNITZ, W. (1936). — *Neues Jahrb. Minér.*, A. 70, 385-346.
LACROIX, A. (1921). — *C. R. Acad. Sci.*, 173, 267-73.
MUMPTON, F. A. et ROY, R. (1961). — *Geoch. Cosmoch. Acta*, 21, 217-38.
POLANSKY, A. (1949). — *Soc. Amis Sci. Lettr. Poznan*, Bull. B, 10, 119-84, cité par Sørensen.
SABINE, P. A. (1960). — *Bull. Geol. Surv.*, G. B., 16, 156-78.
SEMENEV (1955). — *C. R. Acad. Sci. U. R. S. S.*, 101, 1113-6.
SØRENSEN, H. (1960). — *On the agpaitic rocks*. 21^e session Congrès géol. intern., XIII, 319-27.
STRUNZ, H. (1957). — *Mineralogische Tabellen*.
USSING, N. V. (1911). — *Medd om Gronland*, 38.

Observations pétrographiques et minéralogiques sur le minerai de fer de l'Ordovicien inférieur du synclinal de Martigné-Ferchaud (Ille-et-Vilaine)

PAR J.-J. CHAUVEL,

Laboratoire de Géologie, Faculté des Sciences, Rennes.

Résumé. — Les deux échantillons étudiés proviennent de deux sondages distants l'un de l'autre de 18 km et atteignant le minerai de fer situé dans le grès armoricain du synclinal de Martigné-Ferchaud (couche A, à quelques mètres sous les schistes intermédiaires). La structure oolithique est nette dans les deux cas, mais la composition minéralogique des deux échantillons est différente. L'un, carbonaté et chloriteux, est riche en éléments de quartz ; l'autre, constitué de magnétite et de chlorite est totalement dépourvu de quartz. Cette étude pétrographique permet de mettre en évidence des différences dans les conditions de sédimentation : apports plus ou moins importants de matériel grossier, milieux plus ou moins réducteurs.

L'Ordovicien inférieur des synclinaux du Sud de Rennes est représenté par le grès armoricain (Rouault, 1851) ; un niveau, connu depuis les travaux de Kerforne (1914) sous le nom de schistes intermédiaires, sépare le grès armoricain inférieur et le grès armoricain supérieur.

Le grès armoricain inférieur renferme des couches de minerai de fer qui sont connues depuis fort longtemps ; elles ont surtout été exploitées en minières remaniant superficiellement le minerai, mais les exploitations en pleine couche ne sont pas rares. La terminologie employée pour désigner ces diverses couches est, à l'origine, différente pour l'Anjou et pour la région de Châteaubriant.

En 1911, Bellanger propose d'affecter aux quatre couches principales, et de haut en bas, respectivement les lettres A, B, C, D, en ajoutant un indice à chacune de ces lettres si la couche se compose de plusieurs passées : on pourra avoir ainsi, pour la couche B par exemple : B 1, B 2, B 3, etc...

En 1914, Kerforne distingue lui aussi quatre couches principales dans la région de Châteaubriant et propose de les désigner par les symboles T, M, M 2, M 3, du sommet vers la base du grès armoricain inférieur.

En 1918, le même auteur donne les correspon-

dances entre ces deux désignations ainsi que la position moyenne des couches dans la masse gréseuse :

— couche T ou A, à 5 à 10 m sous les schistes intermédiaires ;

— couche M ou B : à 40 ou 50 m au mur de la première couche ; en Anjou, elle est souvent divisée en deux passées B 1 et B 2 ;

— couche M 2 ou C : à une centaine de mètres au mur de M ;

— couche M 3 ou D : située presque à la base du grès armoricain inférieur.

Actuellement, les symboles A, B, C, D semblent les seuls employés dans les exploitations et dans les travaux de recherches.

Parmi les synclinaux du Sud de Rennes, celui de Martigné-Ferchaud a déjà fourni du minerai au Puits de Charmont (La Ferrière) où l'exploitation est arrêtée depuis la première guerre mondiale ; ce synclinal est limité au Sud par l'anticlinal de Bain-de-Bretagne—Forêt d'Araize. Une campagne de recherches actuellement en cours a donné lieu à des sondages profonds dans le flanc nord de cet anticlinal.

J'ai pu étudier des échantillons provenant de la couche A recoupée par deux de ces sondages distants de 18 km : le premier est implanté légèrement au Sud du village de Bois-Greffier, près de

Bain-de-Bretagne (carte d'E.-M. feuille de Bain-de-Bretagne; coordonnées Lambert : $x = 298,7$, $y = 324,6$) ; le second est situé près du hameau de la Hubeaudière, à 1,500 km au Sud de Soul-vache (feuille de Bain-de-Bretagne : $x = 316$, $y = 320,10$).

Sondage de Bois-Greffier.

L'échantillon étudié a été prélevé sur la carotte de sondage, à la cote — 278,25 m. Le minerai est de couleur foncée et fortement magnétique.

Les plaques minces révèlent une structure oolithique très nette, légèrement oblitérée à certains endroits par des cristaux de magnétite. Les oolithes sont réunies par une gangue chloriteuse, totalement dépourvue de quartz. Les chlorites de la gangue sont de deux types :

— une chlorite verte, pléochroïque, à biréfringence faible. Parfois, elle est localement de couleur jaunâtre ou brunâtre et de biréfringence légèrement plus élevée. Ce type correspond certainement à la bavalite ;

— une chlorite incolore à relief légèrement plus élevé que celui de la bavalite et à biréfringence nulle ou très faible.

A certains endroits, les deux chlorites, finement cristallisées, sont entièrement mêlées. Dans les plages largement cristallisées, le type incolore passe insensiblement au type vert. Il s'agit donc sans doute d'un même minéral mais montrant des variations dans la teneur en fer (renseignement verbal, M^{lle} Caillère). Outre la chlorite, la gangue renferme de rares éléments de rutile, de zircon et d'apatite.

Les longueurs des sections d'oolithes s'échelonnent entre 25 et 300 microns, la médiane

étant de 180 microns ; les associations minéralogiques constituant les corps oolithiques sont de plusieurs types :

— oolithes entièrement chloriteuses ;
— oolithes à noyau chloriteux et enveloppe de magnétite ;
— oolithes constituées uniquement de magnétite.

On observe tous les stades intermédiaires entre les oolithes chloriteuses et les oolithes de magnétite : les petits octaèdres de magnétite apparaissent à la périphérie et envahissent ensuite les corps oolithiques. De très rares oolithes ont un noyau contenant de la sidérose.

Il faut signaler aussi la présence dans ce minerai d'un minéral brun donnant des cristaux de petite taille, pléochroïques de brun foncé à brun pâle et à biréfringence moyenne : il s'agit sans doute de la minguétite (Lacroix, 1910).

Le minerai est traversé par de petits filonnets de sidérose ; le fer carbonaté y est parfois remplacé par de larges cristallisations de quartz.

Sondage de la Hubeaudière.

L'échantillon a été prélevé à la cote — 153 m. L'analyse thermique différentielle de cet échantillon révèle la présence de sidérose, de chlorite et de quartz.

L'examen microscopique permet d'observer une structure oolithique très nette ; le ciment réunissant les corps oolithiques est constitué d'éléments détritiques de quartz unis par de la sidérose associée à une chlorite verte (bavalite) ; dans cette gangue, se sont individualisés des éléments de quartz secondaire à contours irréguliers.

Les sections d'oolithes sont ovoïdes, régulières, certaines cependant étant relativement aplaties ; il est intéressant de noter la présence d'oolithes cupulées et de petites oolithes réunies par deux pour constituer le noyau d'un individu plus gros.

Les longueurs des sections oscillent entre 50 et 350 microns, la médiane étant de 155 microns.

La nature minéralogique des oolithes est assez variable ; les types les plus fréquents sont les suivants :

— sidérose
— chlorite verte (bavalite)
— noyau chloriteux et enveloppe de sidérose
— noyau de sidérose et enveloppe de chlorite verte
— noyau constitué d'un élément détritique

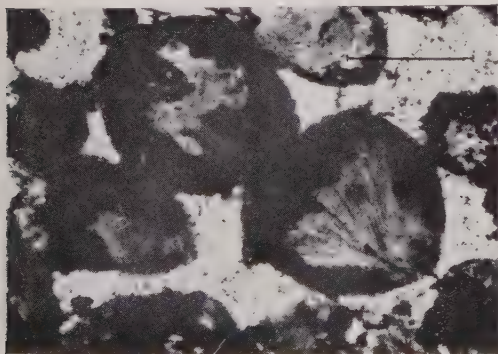


FIG. 1. — Sondage du Bois-Greffier. Oolithes à noyaux chloriteux et larges enveloppes de magnétite. Échelle : 0,1 mm.

de quartz et enveloppe de chlorite ou de sidérose.

La sidérose et la chlorite peuvent être associées pour constituer certains noyaux ou pour former des enveloppes concentriques alternées, fines et nombreuses ; dans certains cas, des fragments de certaines enveloppes sont formés par du quartz.

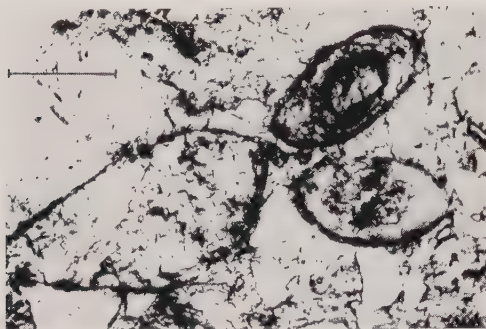


Fig. 2. — Sondage de la Hubeaudière. Groupe d'oolithes

La plus grosse est entièrement carbonatée, les deux autres ont un noyau de sidérose et des enveloppes de sidérose et de chlorite. Échelle : 0,1 mm.

Il faut signaler la présence de rares oolithes à noyaux constitués d'un grain de rutile ou de zircon.

La sidérose du ciment et celle de certaines oolithes semblent avoir recristallisé secondairement : en effet, dans certaines régions contenant des oolithes entièrement formées de sidérose, la gangue carbonatée et les oolithes ont une extinction commune.

Conclusions.

L'étude des échantillons de minerai de fer de l'Ordovicien inférieur provenant des secteurs de Bain-de-Bretagne et de Soulvache (flanc nord de l'anticlinal de la forêt d'Araize) permet de montrer que, dans ces régions, la couche A a une

structure oolithique nette que les différentes recristallisations ont épargnée.

La couche A accuse, d'un secteur à l'autre, de notables variations de composition et de faciès : à la Hubeaudière, les oolithes et le ciment sont constitués en grande partie par de la sidérose et des chlorites ; le fer y est donc sous un état plus réduit qu'au Bois-Greffier où la sidérose peu abondante est concentrée dans des filonnets, et où le ciment essentiellement chloriteux réunit des oolithes de chlorite et de magnétite.

D'autre part, les éléments de quartz détritiques sont totalement absents dans le minerai de Bois-Greffier alors qu'ils sont fréquents dans le ciment et dans les noyaux des oolithes du minerai carbonaté de la Hubeaudière.

Les conditions de sédimentation au moment de la formation et du dépôt des oolithes étaient donc différentes pour les deux secteurs considérés :

— dans le secteur de Bain-de-Bretagne (sondage de Bois-Greffier), les oolithes semblent s'être formées dans des eaux faiblement réductrices recevant des apports importants de matériel argileux qui ont fourni le fer et l'alumine nécessaires à la formation des chlorites.

— Par contre, dans le secteur de Soulvache, les eaux plus réductrices ont permis la formation de sidérose en équilibre avec de la chlorite (travaux de Krumbein et Garrels) ; les apports de matériel grossier étaient plus importants et les éléments de quartz détritiques ont constitué les noyaux de certaines oolithes et sont entrés dans la composition du ciment.

La variabilité de la couche A se traduit bien si l'on essaie de rapprocher la composition des échantillons étudiés de celle des minerais des trois zones définies en Lorraine par M^{lle} Caillère et M. Kraut (1952).

Au Bois-Greffier, l'association chlorite-magnétite rapproche le minerai de la zone moyenne de Lorraine ; par contre, à la Hubeaudière, le minerai ne contient pas de fer ferrique et doit être rapproché de la zone inférieure.

BIBLIOGRAPHIE

- BELLANGER, E. (1911). — *Ann. Mines, Fr.*, XX.
 CAILLÈRE, S. et KRAUT, F. (1952). — *C. R. Congr. Géol. Internat. Alger*, fasc. X.
 KERFORNE (1914). — *C. R. somm. Acad. Sci.*, 159.

- KERFORNE. (1918). — *Les ressources du sous-sol armoricain*, Rennes, impr. Oberthur.
 LACROIX, A. (1910). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 33.
 ROUAULT, M. (1851). — *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2^e série, VII.

Analyse spectrochimique des minéraux en atmosphère contrôlée

PAR V. GABIS,

Laboratoire de Minéralogie-Cristallographie, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e.

Résumé. — Intérêt de l'atmosphère contrôlée dans l'analyse des éléments par spectrographie d'émission. Description d'une nouvelle enceinte pour prise de spectres en atmosphère contrôlée.

La spectrographie d'émission dans l'arc électrique permet de détecter et de doser la plupart des éléments présents dans un minéral jusqu'à des concentrations de l'ordre de 10^{-6} .

Toutefois, lorsque certains éléments sont présents en très faible teneur, des difficultés peuvent apparaître. Le cyanogène, formé dans l'arc à partir du carbone des électrodes et de l'azote de l'air, peut masquer les raies de certains éléments. L'existence de ces éléments peut passer alors inaperçue. Des interférences entre les raies étudiées et les têtes de bande du cyanogène peuvent aussi se produire et fausser l'analyse quantitative.

La suppression du cyanogène apparaît donc souhaitable. La solution la plus simple consiste à opérer dans une atmosphère exempte d'azote. Un certain nombre de dispositifs ont été imaginés, mais difficiles à mettre en œuvre ou prévus pour des montages très particuliers, leur emploi ne semble pas s'être répandu (R. S. J. Emery, 1952 ; W. W. A. Johnson et D. P. Norman, 1943 ; G. W. J. Kingsbury et R. B. Temple, 1952 ; G. W. Marks et M. Gardner, 1947 ; L. E. Owen, 1951 ; D. M. Shaw, O. Wickremasinghe et C. Yip, 1958 ; L. T. Staedman, 1943 ; B. L. Vallee, C. M. Reimer et J. R. Loofbourow, 1950 ; G. M. Wiggins, 1949).

C'est pourquoi nous avons réalisé une nouvelle enceinte, très simple, où l'atmosphère peut être contrôlée à volonté. La figure 1 représente cette enceinte. Elle est constituée de trois parties : (1) le corps principal avec une arrivée de gaz et une fenêtre en quartz pour le passage de la lumière émise dans l'arc ; (2) un disque supportant le corps principal et percé en son centre pour le passage de l'électrode inférieure ; (3) un

couvercle échancré pour le passage de l'électrode supérieure. L'ensemble est réalisé en silice transparente ou en Pyrex selon l'intensité du courant utilisé.

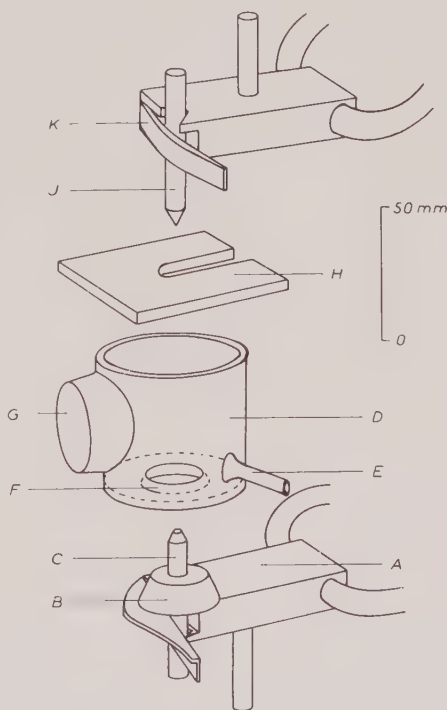


FIG. 1. — Enceinte pour atmosphère contrôlée. A, pince à électrode inférieure, avec refroidissement par eau ; B, disque tronconique rodé, percé en son centre pour le passage de l'électrode inférieure ; C, électrode inférieure ; D, enceinte à atmosphère contrôlée ; E, arrivée de gaz ; F, ouverture tronconique rodée s'adaptant au disque B ; G, fenêtre de quartz ; H, couvercle ; J, électrode supérieure ; K, pince à électrode supérieure avec refroidissement par eau.

L'enceinte est solidaire de l'électrode inférieure par l'intermédiaire du disque. Elle est ainsi bien maintenue. Sa base repose directement sur la pince à électrode.

Cette enceinte, de construction facile, peut s'adapter à n'importe quel spectrographe. Comme le montre la figure 2, elle se monte en quelques secondes et la mise en place de l'électrode porte-échantillon se fait sans possibilité d'aucune contamination du produit analysé. On peut, par un jeu approprié de disques, utiliser des électrodes de différents diamètres.

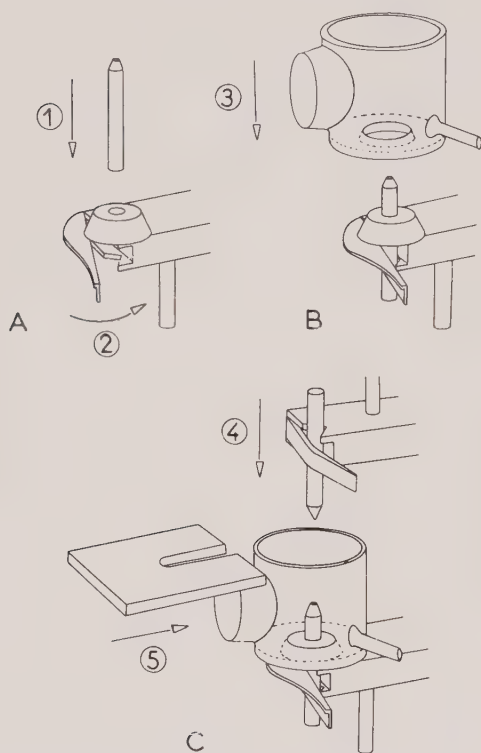


FIG. 2. — Mise en place de l'enceinte pour atmosphère contrôlée. A, mise en place de l'électrode inférieure ; B, de l'enceinte ; C, de l'électrode supérieure et du couvercle (les chiffres encadrés indiquent l'ordre des opérations).

Nous avons effectué une série d'essais avec différents gaz et différents débits pour déterminer les meilleures conditions d'emploi.

Le gaz carbonique n'a pas donné des résultats satisfaisants. Les raies sont affaiblies et l'on a un fond continu important.

En atmosphère d'argon, les spectres sont très clairs, sans fond appréciable, mais l'intensité des raies décroît légèrement (fig. 3). Les bandes du

cyanogène sont complètement éliminées. La légère perte de sensibilité que l'on observe peut être préjudiciable à la détection des éléments en traces. Cependant, pour l'analyse quantitative des éléments en teneur moyenne ou élevée, l'absence de fond continu peut rendre des services. On évite ainsi de longs calculs de correction et on peut même appliquer des méthodes graphiques pour le calcul rapide des concentrations à partir des densités optiques.

Un mélange d'argon et d'oxygène convient par contre très bien pour l'étude des éléments en faible concentration. Avec un mélange 2 parties d'argon, 1 partie d'oxygène et un débit de 3 l/mn, nous avons obtenu des spectres tout à fait semblables à ceux réalisés dans l'air, les bandes du cyanogène ayant disparu. En augmentant davantage la proportion d'oxygène, on accroît l'intensité des raies et par conséquent la sensibilité de la méthode.

L'utilisation de l'atmosphère contrôlée présente plusieurs avantages. En supprimant le le cyanogène, on peut déceler des éléments dont les raies seraient autrement masquées par les bandes du cyanogène. En même temps, on évite des interférences entre certaines raies atomiques et des têtes de bande du cyanogène, interférences néfastes en analyse quantitative. Enfin, en atmosphère contrôlée, par un choix judicieux des conditions opératoires, on peut éviter l'auto-absorption qui fausse les analyses quantitatives. Des exemples précis vont nous permettre d'illustrer ces applications.

La figure 3 montre comment l'émission en atmosphère contrôlée augmente la sensibilité de la méthode spectrographique. Le gallium et le plomb sont complètement masqués par le cyanogène, si l'on opère dans l'air. Au contraire, le spectre pris en atmosphère d'argon montre clairement la présence de ces deux éléments dans l'argile étudiée. De la même façon, suivant les minéraux analysés, on pourra mettre en évidence des éléments en traces comme Fe, Ga, In, K, Mo, Pb, Sr, ...

Un autre exemple, celui du dosage du baryum et du strontium (V. Gabis, 1960) montre bien l'avantage de la suppression du cyanogène. Les raies que nous utilisons Ba 4554,04 Å et Sr 4607,33 Å interfèrent avec les têtes de bande du cyanogène CN 4553,1 Å et CN 4606,1 Å, bandes dégradées vers les longueurs d'ondes plus grandes (L. G. Young, B. E. J. Spreadborough et P. M. Reid, 1954). En opérant dans l'air, nous devions diluer la poudre analysée avec 10 parties de graphite en raison de l'auto-absorption.

L'interférence avec CN devenait alors très gênante. Désormais, en atmosphère contrôlée, cet inconvénient disparaît.

Un dernier exemple va nous montrer comment l'atmosphère contrôlée évite l'auto-absorption et simplifie une technique analytique. En analyse quantitative, que l'on opère par addi-

tration en Ba et Sr, les autres éléments deviennent difficilement dosables. Il faut alors préparer deux mélanges, l'un destiné au dosage de Ba et Sr, l'autre pour Cr, V, Cu, Co, Ni. Il est beaucoup plus simple d'opérer en atmosphère contrôlée sur un seul et même mélange. Il suffit de faire varier les conditions opératoires. Pour

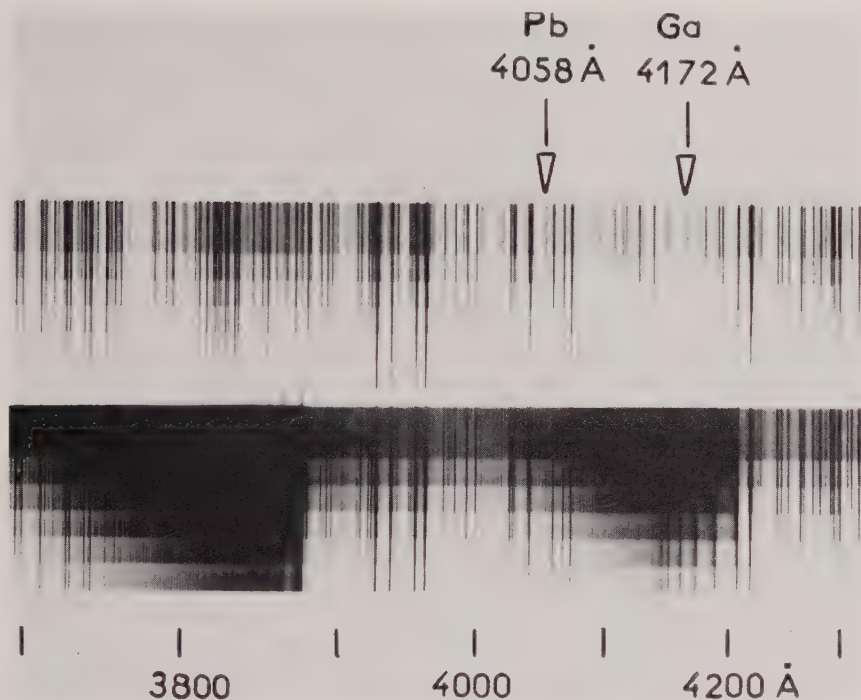


FIG. 3. — De bas en haut, spectre d'une argile pris dans l'air avec un secteur tournant à échelons, et spectre de la même argile pris en atmosphère d'argon, toutes les conditions opératoires étant par ailleurs identiques. On remarquera notamment que les raies du gallium et du plomb ne peuvent être décelées lorsqu'on opère dans l'air.

Conditions opératoires : spectrographe Jobin et Yvon Z 3 ; largeur de fente $30\ \mu$; électrodes en graphite, diamètre 7 mm ; cratère, diamètre 2 mm, profondeur 4 mm ; excitation anodique en courant continu, 6,5 A, 60 s ; atmosphère d'argon, débit 3 l/mn ; échantillon, argile avec poids égal de graphite ; plaque Lumière, micropanchro.

tions successives de l'élément étudié ou par incorporation d'un élément de référence, on effectue toujours des mélanges de poudres très soignés et très longs. D'autre part, on cherche à doser simultanément le plus d'éléments possibles. Dans le cas particulier des argiles, où nous dosons Ba, Sr, Cr, V, Cu, Co, Ni, le baryum et le strontium présentent le phénomène d'auto-absorption lorsque leur concentration dépasse une valeur de l'ordre de $150 \cdot 10^{-6}$. Si on dilue l'échantillon pour ne pas dépasser cette concen-

Ba et Sr, on effectue un spectre en atmosphère d'argon pur à $3,5\ \text{\AA}$ (seuil d'auto-absorption environ $1200 \cdot 10^{-6}$) et sur la même poudre, on effectue un deuxième spectre pour Cr, V, Cu, Co, Ni, en atmosphère d'argon et d'oxygène, à $7,5\ \text{\AA}$. L'atmosphère contrôlée permet ainsi un gain de temps très appréciable.

En supprimant le cyanogène, l'émission en atmosphère contrôlée augmente donc la sensibilité de l'analyse spectrographique des éléments en traces. Elle apporte aussi une précision sup-

plémentaire et une plus grande rapidité dans l'analyse quantitative des éléments majeurs et mineurs. Il semble donc que cette technique qui

n'augmente que très peu la suite des opérations, puisse rendre d'intéressants services en spectrographie d'émission.

BIBLIOGRAPHIE

- EMERY, R. S. J. (1952). — *Spectrochim. Acta*, 4, 513.
 GABIS, V. (1960). — *C. R. Acad. Sci., Paris*, 251, 232.
 JOHNSON, W. W. A. et NORMAN, D. P. (1943). — *Industr. engng Chem. (Anal. Ed.)*, 15, 119.
 KINGSBURY, G. W. J. et TEMPLE, R. B. (1952). — *Spectrochim. Acta*, 4, 473.
 MARKS, G. W. et GARDNER, M. (1947). — *Rev. Sci. Instrum.*, 18, 370.
 OWEN, L. E. (1951). — *J. Opt. Soc. Amer.*, 41, 139.
 SHAW, D. M., WICKREMASINGHE O. et YIP, C. (1958). — *Spectrochim. Acta*, 13, 197.
 STAEDMAN, L. T. (1943). — *Phys. Rev.*, 63, 322.
 VALLEE, B. L., REIMER C. M. et LOOFBOUROW, J. R. (1950). — *J. Opt. Soc. Amer.*, 40, 751.
 WIGGINS, G. M. (1949). — *Analyst*, G. B., 74, 101.
 YOUNG, L. G., SPREADBOROUGH, B. E. J. et REID, P. M. (1954). — *Spectrochim. Acta*, 6, 144.

Bull. Soc. franç. Minér. Crist.
 (1961). LXXXIV, 276-81.

Nouvelles données sur la planchéite

Identité de la planchéite et de la « shattuckite »

PAR C. GUILLEMIN ET R. PIERROT,
 B. R. G. M., Paris.

Résumé.—L'examen des échantillons originaux décrits par Lacroix (1908) et leur comparaison avec des matériaux d'origines diverses ont permis de compléter la description de la planchéite : $5 \text{ SiO}_2 \cdot 6 \text{ CuO} \cdot 1,5-2 \text{ H}_2\text{O}$ avec un rapport $\text{Cu/Si} = 1,2$, biaxe +, $2V = 80^\circ \pm 5$, $n_g = 1,795$, $n_p = 1,743$. Raies intenses du diagramme de poudre : 4,43 (FFF) 3,32 (F) 3,50 (F) 4,97 (mF) 2,90 (mF). La shattuckite (Schaller, 1915) est identique à la planchéite et le nom de shattuckite est à rejeter.

I. — ÉTUDE DE LA PLANCHÉITE.

La description originale de la planchéite a été faite par Lacroix en 1908 sur des échantillons de Mindouli (Congo). La description de la shattuckite, par Schaller en 1915, amena plusieurs auteurs à se pencher sur le problème de l'identité possible de ces deux minéraux. Les conclusions souvent différentes de leurs travaux laissent penser que ceux-ci n'ont pas toujours été réalisés sur le même matériel.

L'un de nous reprenant l'étude des silicates de cuivre, il a été possible de redéfinir la planchéite en utilisant la description originale de

Lacroix et les échantillons de Mindouli ayant servi à cette description (12 891 MNHN).

Les spécimens originaux ne permettent malheureusement pas de réaliser l'étude complète du minéral, en particulier l'analyse chimique. La planchéite s'y trouve en effet en petite quantité et souvent mélangée à d'autres silicates de cuivre. Par contre le matériel était suffisant pour effectuer l'étude optique et obtenir des diagrammes de poudre. De ce fait, nous avons pu terminer la description sur des spécimens de Tantara (Katanga) et de Reneville (Congo) présentant des caractéristiques structurales et optiques identiques à celles des spécimens originaux.

Diagrammes de poudre.

Radiation CuK α , filtre Ni, chambre de 240 mm de circonférence.

| « SHATTUCKITE » Ming Shan Sun 1961 | | PLANCHÉITE Tantara n° 19311 ENSMP | | PLANCHÉITE Reneville n° 19313 ENSMP | | PLANCHÉITE Mindouli n° 12891 MNHN | |
|---------------------------------------|----|---|-----|---|-----|---|-----|
| <i>d</i> | I | <i>d</i> | I | <i>d</i> | I | <i>d</i> | I |
| 12,48 | 3 | | | | | | |
| 9,91 | 4 | 9,98 | mf | 10,02 | FF | 9,98 | mf |
| — | — | — | — | 6,97 | apv | — | — |
| 4,95 | 7 | 4,97 | mF | 4,98 | F | 4,98 | mF |
| 4,43 | 10 | 4,43 | FFF | 4,43 | FFF | 4,44 | FFF |
| — | — | — | — | — | — | 4,19 | apv |
| — | — | — | — | 3,98 | apv | — | — |
| 3,63 | 3 | 3,63 | ff | 3,63 | f | 3,63 | f |
| 3,50 | 7 | 3,50 | F | 3,50 | FF | 3,50 | F |
| 3,40 | 2 | — | — | — | — | — | — |
| 3,31 | 8 | 3,32 | F | 3,31 | FF | 3,32 | F |
| 3,11 | 2 | 3,12 | apv | 3,13 | fff | 3,12 | fff |
| 2,93 | 4 | 2,90 | mF | 2,91 | mF | 2,90 | mF |
| 2,77 | 5 | 2,76 | mf | 2,76 | mF | 2,76 | mF |
| 2,69 | 2 | 2,68 | mf | 2,68 | f | 2,68 | mf |
| 2,59 | 3 | — | — | 2,58 | apv | 2,59 | fff |
| 2,46 | 3 | 2,46 | f | 2,47 | ff | 2,48 | mf |
| 2,40 | 4 | 2,39 | mF | 2,40 | mF | 2,50 | mF |
| 2,36 | 6 | 2,32 | ff | 2,32 | ff | 2,32 | f |
| 2,30 | 4 | 2,25 | fff | 2,27 | fff | 2,26 | fff |
| 2,22 | 1 | 2,17 | apv | 2,19 | apv | 2,17 | fff |
| 2,13 | 1 | 2,11 | fff | 2,12 | apv | 2,12 | ff |
| 2,09 | 1 | 2,06 | apv | — | — | 2,07 | fff |
| 2,04 | 1 | 2,02 | apv | — | — | 2,03 | fff |
| 1,991 | 1 | — | — | — | — | — | — |
| 1,931 | 5 | 1,939 | ff | 1,941 | fff | 1,944 | ff |
| — | — | 1,887 | apv | — | — | 1,889 | apv |
| 1,853 | 1 | 1,845 | apv | 1,851 | apv | 1,849 | fff |
| 1,821 | 4 | 1,815 | mf | 1,818 | ff | 1,816 | mf |
| 1,791 | 7 | — | — | 1,790 | fff | 1,789 | apv |
| 1,760 | 1 | 1,757 | fff | — | — | 1,762 | fff |
| 1,730 | 1 | 1,723 | apv | — | — | 1,730 | fff |
| 1,683 | 1 | 1,674 | fff | — | — | 1,677 | fff |
| — | — | — | — | 1,659 | fff | 1,655 | apv |
| 1,625 | 7 | 1,625 | mf | 1,631 | mf | 1,631 | mf |
| 1,596 | 4 | — | — | — | — | — | — |
| 1,566 | 6 | 1,567 | f | 1,567 | F | 1,571 | mf |
| — | — | 1,553 | apv | — | — | 1,554 | ff |
| — | — | — | — | — | — | 1,520 | apv |
| 1,506 | 1 | — | — | — | — | 1,500 | apv |
| 1,480 | 2 | 1,476 | fff | — | — | 1,479 | ff |
| 1,435 | 6 | 1,418 | fff | 1,433 | fff | 1,422 | fff |
| 1,398 | 5 | 1,400 | apv | 1,401 | fff | 1,405 | fff |
| 1,357 | 3 | 1,371 | apv | — | — | 1,373 | ff |
| 1,344 | 3 | 1,336 | f | 1,338 | ff | 1,336 | f |
| 1,297 | 5 | 1,300 | f | 1,301 | ff | 1,302 | f |
| 1,239 | 5 | 1,240 | apv | 1,243 | fff | 1,242 | fff |
| 1,227 | 3 | 1,229 | apv | 1,234 | apv | 1,231 | fff |
| 1,202 | 5 | 1,205 | fff | 1,208 | fff | 1,206 | fff |

Liste des échantillons examinés.

Muséum National d'Histoire Naturelle :

108 301 MNHN. — Planchéite et diopside,
Mindouli — Congo,12 891 MNHN. — Planchéite, Mindouli —
Congo,119 236 MNHN. — « Shattuckite », Bisbee —
Arizona,133 111 MNHN. — Planchéite, Djoué —
Congo,Lames minces originales de A. Lacroix, n^{os} 330
et 307 MNHN.

École Nationale Supérieure des Mines de Paris :

19 313 ENSMP. — Planchéite, Reneville —
Congo,19 311 ENSMP. — Planchéite, Tantara —
Katanga,480 B ENSMP. — « Shattuckite », Bisbee —
Arizona,119 ENSMP. — « Shattuckite », Tantara —
Katanga.Service de Conservation des Espèces minérales
(B. R. G. M.).Une série d'échantillons d'acquisition récente,
en provenance de Reneville (planchéite et
diopside) a été examinée.

U. S. National Muséum :

R 4874 USNM. — « Shattuckite », Shattuck
mine, Bisbee — Arizona,93 891 USNM. — « Shattuckite » and bis-
beeite, Bisbee — Ari-
zona,95 727 USNM. — « Shattuckite » and bis-
beeite, Bisbee — Ari-
zona,R 4876 USNM. — Planchéite with pink cal-
cite, Tantara — Ka-
tanga,R 4875 USNM. — Planchéite, diopside and
malachite, Guchab.
Otavi SWA.**Faciès.**

La planchéite se présente en enduits, en croûtes
mamelonnées ou en masses à texture fibreuse à
fibroradiée très serrée, bleu foncé (n^o 478, code
Seguy). Certains spécimens montrent des fibres
moins cohérentes, d'un bleu moins soutenu (458,
code Seguy).

Propriétés physiques.

Ces agrégats de fibres sont très tenaces. Pous-
sière bleue blanchâtre (454, code Seguy). La den-
sité mesurée par immersion en liqueur dense est
de $3,95 \pm 0,02$.

Propriétés optiques.

Nous résumerons dans un tableau les proprié-
tés optiques de la planchéite provenant de divers
gisements (signalons que nous avons pu étudier
les lames minces n^{os} 330 et 307 MNHN corres-
pondant à la description originale de 1908).

L'examen au microscope des échantillons a
montré la présence fréquente d'opale, liée plus
ou moins étroitement aux fibres de planchéite.

Propriétés chimiques.

Le matériel pour analyse a été trié avec très
grand soin sous la loupe binoculaire, puis broyé
finement et séparé au bromoforme pour éliminer
l'opale qui pourrait se trouver entre les fibres.
La pureté du produit ainsi traité a été vérifiée
avant analyse par examen au microscope. Les
analyses ont été effectuées, après chauffage à
1100° jusqu'à constance de poids, par M. Barbelet
et M^{me} Vachey, par la méthode suivante :

Fusion par CO_3Na_2 ; insolubilisation perchlo-
rique de SiO_2 . Électrolyse du Cu, gravimétrie de
 R_2O_3 , dosage de CaO et MgO par complexomé-
trie (calcéine et noir bleu au chrome), gravimé-
trie de SO_3 en BaSO_4 . L'eau a été dosée par la
microméthode de Penfield.

RÉSULTATS.

1. Planchéite, Mindouli. Analyse originale de Pi-
sani (Lacroix 1908). 2. Planchéite, Tantara, Ka-
tanga. N^o 19311 ENSMP. Prise : 110 mg. 3. Plan-
chéite, Reneville, Congo. N^o 19313 ENSMP.
Prise : 100 mg.

| | 1 | | 2 | | 3 | |
|---------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO_2 .. | 37,2 | 0,619 | 36,4 | 0,606 | 35,9 | 0,597 |
| CuO .. | 59,2 | 0,744 | 58,45 | 0,735 | 57,0 | 0,717 |
| H_2O .. | 4,5 | 0,250 | 3,7 | 0,206 | 3,95 | 0,220 |
| R_2O_3 .. | | | 0,3 | | 2,0 | |
| MgO .. | | | 0,5 | | | |
| CaO .. | | | | | 0,7 | |
| SO_3 ... | | | 0,2 | | 0,1 | |
| | 100,9 | | 99,55 | | 99,65 | |

Rapport $\frac{\text{CuO}}{\text{SiO}_2} = 1,201$ $\frac{\text{CuO}}{\text{SiO}_2} = 1,214$ $\frac{\text{CuO}}{\text{SiO}_2} = 1,201$

Le rapport CuO/SiO_2 est donc bien établi, par contre, il existe encore une indétermination sur le nombre de molécules d'eau. Les analyses 1 et 3 donnent $5\text{SiO}_2 \cdot 6\text{CuO} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, alors que l'analyse 2 donne : $10\text{SiO}_2 \cdot 12\text{CuO} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$; mais le rôle de l'eau ne paraît pas nettement défini comme nous le verrons maintenant.

1919. — W. T. Schaller considérant les propriétés optiques et les indices de réfraction fournis par Larsen pour la planchéite, revient à l'existence de la shattuckite,

1930. — A. Schoep reprend l'étude de la planchéite et montre l'identité de la

| DESCRIPTION ORIGINALE Lacroix (1908) | ÉCHANTILLON ORIGINAL MNHN 12891 Mindouli, Congo | ÉCHANTILLON ENSMP 19313 Reneville, Congo | ÉCHANTILLON ENSMP 19311 Tantara, Katanga |
|---|---|--|--|
| Extinction droite | <i>idem</i> | <i>idem</i> | <i>idem</i> |
| Allongement + | n_g suivant allongement | — | — |
| Pléochroïsme dans les bleus | n_g bleu pâle n_p presque incolore | n_g bleu pâle n_p incolore | n_g bleu pâle n_p incolore |
| Bissectrice aiguë + | biaxe + | biaxe + | biaxe + |
| $2V$ — ? | $2V \simeq 80^\circ$ | $2V \simeq 85^\circ$ | $2V_{(\text{Na})} = 80 \pm 5^\circ$ |
| Biréfringence 0,04 | <i>idem</i> | <i>idem</i> | $0,043 \pm 0,03$ (mesurée) |
| Indices $> 1,697$ | indices $> 1,740$ | indices $> 1,740$ | $n_g = 1,795 \pm 0,002$ $n_p = 1,743 \pm 0,005$ |

Déshydratation de la planchéite.

La planchéite parfaitement purifiée a été chauffée pendant environ 10 heures à 100° , 200° , 300° , etc..., des diagrammes de rayons X étant ensuite effectués sur le produit. Les résultats de ces essais ont été les suivants :

— jusqu'à 600° , la planchéite ne subit aucune transformation visible, bien que la perte de poids soit de 3,1 %.

— 700° , le diagramme montre les raies de la planchéite et de la tenorite.

— 800 - 900° , la planchéite disparaît, la tenorite devenant plus nette,

— 950° , tenorite très nette et apparition de SiO_2 ,

— 1000° , réduction de la tenorite en cuprite avec perte de poids (4,7 %).

planchéite « primaire, vraie » avec la shattuckite,

1942. — V. Billiet décrit trois types de planchéite ; un de ceux-ci étant identique à la shattuckite, l'autre est appelé planchéite,

1961. — Ming Shan Sun étudie la déshydratation de la « shattuckite ».

B. — PLANCHÉITE = « SHATTUCKITE ».

Propriétés cristallographiques.

a) Les premiers diagrammes de poudre obtenus ont été publiés par Billiet (1942). Il considère comme l'avaient déjà fait A. Lacroix et A. Schoep, trois types de planchéite selon le faciès, et conclut que :

le type I est identique à la shattuckite,

le type II est la planchéite « vraie »,

le type III est du chrysocolle,

mais l'analyse du type II ne concorde pas avec l'analyse originale de Pisani (*in* Lacroix, 1908). On ne peut donc admettre qu'il s'agit de la planchéite. Par contre, l'analyse du type I correspond assez bien à la composition de la planchéite. Le diagramme de poudre du type I est identique à celui que nous avons obtenu tandis que celui du type II semble identique à celui de la bisbeeite.

II. — IDENTITÉ DE LA PLANCHÉITE ET DE LA « SHATTUCKITE ».

A. HISTORIQUE.

1908. — A. Lacroix décrit la planchéite,

1915. — W. T. SCHALLER décrit la shattuckite (et la bisbeeite),

1918. — Zambonini effectue de nouvelles analyses de planchéite et conclut à l'identité des deux minéraux,

b) Le diagramme de poudre de « shattuckite » publié par Ming Shan Sun (1961) est identique à celui de la planchéite.

c) Au cours de notre étude, nous avons effectué de nombreux diagrammes de Debye-Scherrer sur des spécimens de silicate de cuivre fibreux de faciès variés, de couleur bleue à blanchâtre provenant des gîtes de Mindouli, Reneville, Tantara, Kambove et Bisbee. Les diagrammes obtenus ont montré qu'il n'existait que deux composants :

— les échantillons à structure fibreuse compacte, de couleur bleu foncé à bleu clair donnent le diagramme de la planchéite telle que nous venons de la définir,

— les échantillons à faciès asbestiforme, de couleur bleu pâle à blanc bleuté, donnent le diagramme de la bisbeeite dont nous complétons la description dans une prochaine publication).

d) Un échantillon original (USNM 93 891) de « shattuckite » bleu foncé de Bisbee nous a donné le diagramme de la planchéite.

Propriétés optiques.

L'orientation optique des deux minéraux est identique. Schaller (1919) concluait à la validité de la shattuckite en considérant les indices de réfraction donnés par Larsen pour la planchéite ($\alpha = 1,645$, $\beta = 1,660$, $\gamma = 1,715$). Or, ces valeurs ne concernent pas le minéral décrit par Lacroix sous le nom de planchéite comme nous l'avons vu dans la première partie de ce travail.

Les indices de réfraction fournis par Schaller pour la shattuckite ($\alpha = 1,730$, $\gamma = 1,796$) sont au contraire en accord avec ceux que nous avons obtenus pour la planchéite.

Propriétés chimiques.

Les analyses originales de Schaller (1915), concernant la shattuckite, montrent que le rapport CuO/SiO_2 varie de 1,01 à 1,11 au lieu de 1,2 dans nos analyses. De plus, on note un pourcentage d' H_2O supérieur. Ces divergences se

retrouvent dans toutes les analyses publiées par les différents auteurs et peuvent s'expliquer de la façon suivante :

— la présence très fréquente d'opale et parfois de chrysocolle dans les fibres de la planchéite explique l'excès de silice des analyses. La densité de la « shattuckite » (3,79) confirme cette hypothèse, la planchéite ayant une densité de 3,95 ;

— l'eau a été dosée par perte au feu. Une partie de CuO est transformée en Cu_2O comme l'a fait observer Ming Shan Sun (1961). Les calculs d'analyses faits par Schaller ne tenaient pas compte de cette transformation. Ce fait explique l'excès en H_2O ;

— la dernière analyse de « shattuckite » (Ming Shan Sun (1961) confirme cette hypothèse. A 800° il y a une perte de 3,71 %. L'eau est dosée par perte au feu entre 1100 et 1250° et on obtient ainsi 6,31 % d'« H_2O ». L'auteur reconnaît qu'il y a décomposition « of some CuO into Cu_2O » mais dans la sommation de l'analyse, tout le cuivre est cependant exprimé en CuO . Il s'agit donc d'une analyse qui ne peut être utilisée pour établir la formule du minéral.

III. — CONCLUSION.

L'identité des propriétés cristallographiques, optiques et chimiques permet de considérer que la planchéite et la shattuckite ne sont qu'un seul et même minéral. Le nom de planchéite (Lacroix, 1908) ayant priorité, le nom de shattuckite (Schaller, 1915) est à rejeter.

Nous tenons à remercier l'U. S. National Museum d'avoir bien voulu nous communiquer des échantillons originaux de « shattuckite » ainsi que le Muséum National d'Histoire Naturelle de nous avoir fourni les spécimens originaux de planchéite.

Ce travail est publié avec l'approbation du Comité de Nomenclature qui s'est réuni le 14 juin 1961. Les échantillons d'étude sont conservés dans les collections de Minéralogie de l'École Nationale Supérieure des Mines de Paris.

BIBLIOGRAPHIE

- BILLIET, V. (1942). — Onderzoek over het verband Tusschen Chrysocola, Katangiet, Planchiete, Bisbeeiet, Shattuckiet, en Dioptas. *Verhandel. hkl. vlaamse Acad. Wetensch. Letteren Schone Kunsten, Belg.*, 1.
- LACROIX, A. (1908). — Sur une nouvelle espèce minérale provenant du Congo français. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 146, 722.
- LACROIX, A. (1908). — Les minéraux accompagnant la diopside de Mindouli, Congo français. *Bull. Soc. franç. Minér.*, 31, 247.
- LARSEN, E. S. (1921). — The microscopic determination of the nonopaque minerals. *U. S. Geol. Survey Bull.*, 679.
- MING SHAN SUN (1961). — Differential thermal analysis of shattuckite. *Amer. Mineral.*, 46, 47.
- SCHALLER, W. T. (1915). — Four new minerals. *Wash. Acad. Sci. J.*, 5, 7.
- SCHALLER, W. T. (1919). — Planchete and shattuckite, copper silicates, are not the same mineral. *Wash. Acad. Sci. J.*, 131. (Résumé dans Comptes Rendus Bull. Soc. franç. Minér., 1919, 42, 280.)
- SCHOEP, A. (1930). — Nouvelles recherches sur la planchéite et sur la shattuckite, identité de ces deux minéraux. *Bull. Soc. franç. Minér.*, 53, 250.
- ZAMBONINI (1918). — Sur l'identité de la shattuckite et de la planchéite. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 495, 166.

Bull. Soc. franç. Minér. Crist.

(1961). LXXXIV, 281-6.

Étude radiocristallographique de matériaux fortement radioactifs

PAR J. BLOCH,

Service des Éléments Combustibles au Plutonium et d'Études Radiométallurgiques,
Commissariat à l'Énergie Atomique, Saclay.

Résumé. — Au Laboratoire d'Examen des Combustibles Irradiés à Saclay une cellule est destinée à l'analyse radiocristallographique de ces matériaux.

Elle est équipée d'un appareil utilisant la méthode de la double diffraction : un monochromateur d'aluminium est placé dans le faisceau de rayons X diffracté par l'échantillon, ce qui permet d'interposer une protection de plomb entre l'échantillon et le compteur. On élimine ainsi dans une très grande proportion le rayonnement dû à la radioactivité de l'échantillon.

Nous citerons à titre d'exemple quelques résultats obtenus sur des matériaux fortement irradiés (mise en évidence des phases en présence) où le fond continu dû à la radioactivité reste inférieur à 5 coups/s, et les résultats d'une étude de variation de paramètre sur des matériaux faiblement irradiés (la précision relative obtenue pour ces mesures est égale à $0,8 \cdot 10^{-4}$).

INTRODUCTION.

Lorsqu'on désire transposer les méthodes habituelles de l'analyse cristallographique à l'examen des matériaux fortement radioactifs deux problèmes principaux surgissent :

- 1) protéger l'opérateur du rayonnement γ ,
- 2) faire la discrimination entre le rayonnement X diffracté par l'échantillon et les rayonnements β et γ dus à la radioactivité qui, dans un diffractomètre usuel, seraient enregistrés indifféremment par le compteur Geiger-Müller.

Le premier problème est résolu en disposant l'appareil de cristallographie à l'intérieur d'une cellule de béton pouvant contenir des échantillons d'une activité de l'ordre de 100 curies ; l'opérateur travaille à l'extérieur dans une zone non active. Ces conditions sont réalisées au Laboratoire d'Examen des Combustibles Irradiés, en fonctionnement à Saclay depuis avril 1959 [Duvaux, Ramus, 1960]. Il comprend 11 cellules dont 6 sont utilisées pour les essais physiques et métallurgiques : l'une d'entre elles est équipée pour la cristallographie.

Pour résoudre le problème de la discrimination des rayonnements deux voies sont possibles :

1° Méthode de comptage permettant la discrimination entre les rayons X et les rayons β et γ (compteurs à scintillation, compteurs proportionnels).

2° Méthode de double diffraction utilisant un monochromateur placé dans le faisceau de rayons X diffracté par l'échantillon. Une protection de plomb peut être placée entre l'échantillon et le compteur, tout en ménageant le passage du faisceau de rayons X suivant leur chemin normal de diffraction.

Il est difficile d'obtenir une discrimination parfaite par la première méthode ; il faut, pour obtenir un fond continu inférieur à 10 coups/s dans le cas d'échantillons fortement irradiés, un pouvoir séparateur très élevé. Il en résulte une perte d'intensité importante qui empêche l'examen des raies de diffraction peu intenses.

La seconde méthode donne des résultats cristallographiques satisfaisants à partir du moment où l'on a pu résoudre les problèmes mécaniques qu'elle pose.

Notre appareil est fondé sur le principe de la double diffraction.

Nous décrirons d'abord rapidement une cellule du Laboratoire d'Examen des Combustibles Irradiés et les moyens qui y sont mis en œuvre, ensuite l'appareil de radiocristallographie dont elle est équipée ; et finalement nous donnerons à titre d'exemple quelques résultats obtenus sur cet appareil.

I. — LA CELLULE.

Les cellules sont disposées en une ligne séparant d'une part une zone de travail dans laquelle se tient le personnel utilisant les cellules et où l'intensité du rayonnement reste inférieure au dixième de la limite admissible ; d'autre part une zone arrière pouvant être contaminée et permettant l'accès à l'intérieur des cellules.

La protection est assurée par des murs de béton de densité 2,3 dont l'épaisseur est de 1 m. Chaque cellule (de dimensions intérieures $1,80 \times 2$ m) est équipée sur la face avant d'une fenêtre en verre stabilisé constituée par un empilement de dalles de densité 2,7, l'ensemble étant immergé dans l'huile.

La manipulation à l'intérieur des cellules se fait à l'aide de deux manipulateurs Argonne modèle 8.

Les fluides sont amenés à l'intérieur des cellules par des canalisations traversant le mur avant au niveau de bouchons réservés à cet usage.

Tous les pupitres de commande, générateurs de courant, enregistreurs, sont placés à l'extérieur de la cellule dans la zone de travail, à portée de l'opérateur.

Un convoyeur mécanique enfermé dans une gaine assure le transfert des échantillons entre la cellule de stockage et les cellules d'examen. Dans chaque cellule la gaine, située devant la fenêtre, peut être ouverte par un couvercle manœuvrable au manipulateur.

L'accès à l'intérieur de la cellule pour réglage et entretien des appareils se fait par une porte située sur la face arrière de la cellule.

L'introduction de matériel lourd peut se faire également par le haut à l'aide d'un pont roulant après avoir retiré la dalle qui sert de plafond à la cellule.

II. — L'APPAREIL DE RADIOCRISTALLOGRAPHIE.

A. — Bibliographie.

Différents appareils ont été construits, la discrimination entre rayons X et γ étant faite soit par la méthode de comptage, soit par le principe de la double diffraction, soit par les deux procédés utilisés simultanément.

Cummings, Kaulitz et Sanderson [1955] ont mis au point un appareil utilisant la méthode de double diffraction. Bleiberg et ses collaborateurs [1956] ont fait les examens cristallographiques de leur étude du changement de phase par irradiation dans les alliages uranium-molybdène sur cet appareil. Le fond continu obtenu sur des échantillons de 2,5 g d'uranium naturel ayant été irradié dans un flux intégré de 10^{19} neutrons/cm² est égal à 80 coups/s, tandis que les pics des raies les plus intenses de l'uranium α présent dans l'alliage non irradié sont de 35 coups/s ; ce qui rend indécélable la

présence, après irradiation, d'uranium α en quantité inférieure au tiers de sa quantité initiale.

Pravdiouk et al. ont décrit à la Conférence de Genève [1955] l'appareil installé dans leur laboratoire de haute activité. Il est fondé sur le même principe et permet l'examen d'échantillons d'une activité inférieure à 100 mc. Le monochromateur utilisé est un cristal de chlorure de sodium courbé suivant le procédé Johann. Konobeevski et ses collaborateurs [1959] ont utilisé cet appareil pour leur étude cristallographique des changements de structure produits par irradiation dans les alliages U-Mo. Le fond continu pour des échantillons ayant été soumis à un flux total de 7×10^{19} n/cm² est d'environ 100 coups/s, tandis que l'intensité des raies de l'uranium α présent dans cet alliage avant irradiation est inférieure à 15 coups/s.

Bredig, Klein et Borie [1955] utilisent à Oak-Ridge un appareil de même type que celui de Cummings mais leur détecteur est soit un compteur proportionnel, soit un compteur à scintillation avec des circuits discriminateurs d'énergie. Suivant le niveau d'activité ils placent ou non un monochromateur entre l'échantillon et le détecteur.

Pease [1955] à Harwell utilise un appareil fondé sur la méthode Debye-Scherrer photographique, dans lequel il élimine les rayons β par l'application d'un champ magnétique. D'autre part il atténue le rayonnement γ en utilisant de très petits échantillons et des tubes à micro-foyer.

Plus récemment J. Adam [1958] a réalisé à Harwell un appareil utilisant à la fois un monochromateur et un compteur à scintillation suivi d'un discriminateur. Le fond continu dû à la radioactivité de l'échantillon est inférieur à 1 coup/s pour une activité de 150 millicuries. L'appareil peut être utilisé pour des échantillons dont l'activité est de l'ordre de 1 curie.

B. — Méthode utilisée.

Notre appareil est fondé sur le principe de la double diffraction avec emploi comme détecteur d'un compteur de Geiger-Müller placé dans un bloc de plomb.

La figure 1 illustre la méthode utilisée qui est celle de Bragg-Brentano.

Le faisceau émis par le foyer S du tube à rayons X, canalisé par un collimateur, tombe sur l'échantillon (E) dont la face à examiner passe par l'axe de rotation d'un goniomètre.

On place une fente (F_1) au point de focalisation où convergent les rayons X diffractés.

Un monochromateur est placé de telle sorte qu'il focalise tous les rayons X du faisceau diffracté en un point où l'on place une fente (F_2) derrière laquelle se trouve le compteur Geiger-Müller placé dans un bloc de plomb.

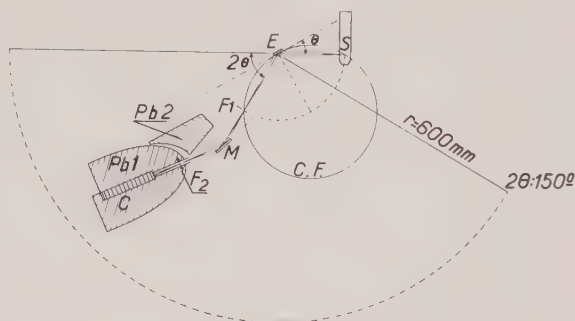


FIG. 1. — Schéma de principe de l'appareil. S : foyer du tube à rayons X ; E : échantillon ; F_1 : fente de 22/100 mm de largeur ; M : monochromateur ; F_2 : fente de 3/10 mm de largeur ; C : compteur GM ; Pb₁ et Pb₂ : protections en plomb. C. F. : cercle de focalisation.

La rotation, autour du centre du goniomètre du bras portant la fente (F_1), le monochromateur (M), le compteur (C) et sa protection, est assurée par un moteur à vitesse variable et à double sens de marche.

Un système de parallélogramme assure une rotation du bras égale au double de celle du porte-échantillon, ce qui assure la focalisation.

Le rayon du chemin de roulement du bras porte-compteur est de 60 cm. L'angle parcouru est de 150°, ce qui permet d'avoir des diagrammes pour des angles de Bragg variant de 10 à 75°.

C. — Réalisation de l'appareil (fig. 2).

1) Tube à rayons X et fente collimatrice.

La gaine du tube est fixée horizontalement au-dessus de la platine de l'appareil. Au cours des réglages préliminaires elle peut être déplacée pour amener le foyer et l'axe du tube à leur position correcte.

Nous utilisons des tubes à rayons X scellés, à foyer vertical de 15/100 mm de largeur. Il n'est pas nécessaire d'utiliser un filtre puisqu'il y a un monochromateur.

Nous avons d'abord utilisé un tube à anticathode de cuivre. Pour obtenir la séparation de $K\alpha_1$ et $K\alpha_2$ dans le cas du monochromateur

d'aluminium il faudrait avoir pour la fente (F_1) une largeur de $1/10$ mm, ce qui diminuerait beaucoup l'intensité.

Nous avons ensuite essayé d'utiliser le rayonnement L du tungstène dont les rayonnements principaux sont :

- $L\alpha_1$ de longueur d'onde égale à $1,47635 \text{ \AA}$ et d'intensité 100,
- $L\alpha_2$ de longueur d'onde égale à $1,47842 \text{ \AA}$ et d'intensité 11,5.

La séparation de $L\alpha_1$ et $L\alpha_2$ est réalisée pour un écart angulaire $\Delta\theta$ égal, toujours dans le cas du monochromateur d'aluminium, à 2×10^{-3} ce qui permet d'utiliser une fente ayant une largeur possible de $3/10$ mm.

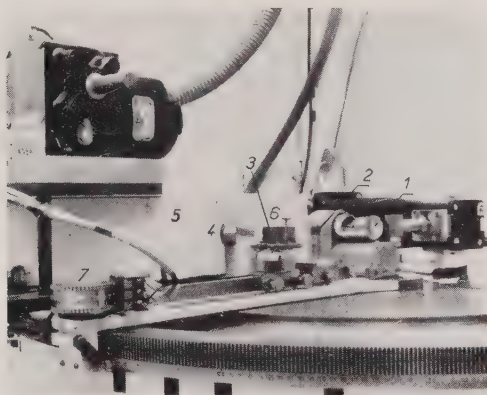


FIG. 2. — Réalisation de l'appareil. 1 : échantillon ; 2 : fente F_1 ; 3 : monochromateur ; 4 : fente F_2 ; 5 : bloc Pb 1 ; 6 : bloc Pb 2 ; 7 : dispositif de comptage d'angles.

Une fente à ouverture variable sert de colimateur au faisceau de rayons X ; elle est conçue de telle sorte qu'une plage circulaire de 10 mm, de diamètre soit constamment éclairée sur l'échantillon quel que soit l'angle d'incidence (ce qui permet d'obtenir une intensité de rayons X suffisante pour l'étude des raies en retour).

2) Porte-échantillon.

Il est constitué par un berceau dans lequel on place, à l'aide d'un manipulateur type Argonne, l'échantillon préalablement enrobé. Un poussoir actionné par une manivelle vient appliquer la face à examiner contre le plan de référence.

L'échantillon est animé d'un mouvement de rotation autour de son axe et d'une légère oscillation dont on peut régler l'amplitude, ceci afin de déplacer légèrement le vecteur de l'espace

réciroque par rapport au plus grand nombre de cristaux possible.

3) Monochromateur.

Après différents essais nous avons choisi comme monochromateur un monocristal d'aluminium (III) courbé suivant un cercle de 300 m de rayon.

Pour le rayonnement $L\alpha_1$ du tungstène que nous utilisons l'angle de Bragg pour les plans (III) est égal à $18^\circ 25'$, ce qui est suffisamment grand pour avoir une très bonne élimination des rayonnements directs β et γ .

Les deux distances focales de la lame utilisée sont égales à 90 et 120 mm.

La distance de 120 mm choisie pour l'intervalle monochromateur-détecteur semble être suffisamment grande pour une bonne élimination du fond continu et pas trop pour ne pas diminuer l'intensité des rayons X de façon notable.

Nous obtenons ainsi pour un échantillon d'uranium 500 coups/s pour les raies les plus intenses. Cela pour un régime de 40 kV-25 mA, et une largeur de $22/100$ mm pour la fente F_1 . Une photo de foyer faite au point F_2 montre une excellente focalisation : on obtient une raie unique très fine de $2/10$ mm.

4) Bloc porte-compteur.

Nous utilisons un compteur Geiger-Müller type Norelco NAP 62019. Ce compteur est placé dans un bloc de plomb Pb_1 dans lequel est percé un canal permettant le passage du faisceau de rayons X diffracté. Devant la fenêtre du compteur est placée une fente taillée dans du plomb ; sa largeur est de $3/10$ mm, elle est placée à la deuxième focale F_2 du monochromateur et sa position est réglable.

Afin qu'il y ait dans toutes les positions une épaisseur de plomb d'au moins 25 cm entre l'échantillon et le compteur, nous avons disposé entre eux un deuxième bloc de plomb Pb_2 fixé sur le bras porte-compteur. La géométrie de ces protections a été conçue de façon que les volumes de plomb ne soient pas trop importants : le bloc Pb_1 pèse 23 kg et le bloc Pb_2 15 kg, ce qui a permis de réaliser la rotation de l'ensemble de cette protection.

5) Dispositif de comptages d'angles et enregistreur.

On mesure les déplacements du bras porte-compteur à l'aide d'une roue dentée à contacts,

produisant une coupure toutes les 4 minutes d'angle. On obtient ainsi sur les diagrammes les angles 2θ marqués en abscisses par des créniaux égaux chacun à $4'$, ce qui permet une précision meilleure que $2'$ sur l'angle 2θ . Pour faciliter la lecture des diagrammes les degrés sont marqués par une remise à zéro de l'enregistreur.

Le comptage est réalisé par une mesure discontinue du nombre de photons N reçus pendant un temps T , à l'aide de numérateurs électroniques avec dispositif à mémoire.

L'intégrateur enregistreur est placé à l'extérieur de la cellule dans la zone de travail.

Les principaux avantages de cet appareil sont :
— une gamme de mesure très étendue : 1/16 seconde à 128 secondes,
— un temps mort très faible : $0,5 \times 10^{-3}$ seconde,
— une dérive nulle.

L'enregistreur fournit des diagrammes donnant l'intensité du rayonnement diffracté en fonction de l'angle de rotation du bras qui est égal à deux fois l'angle de Bragg θ .

Le diagramme obtenu se présente sous forme d'une courbe en escalier, chacune des marches ayant une ordonnée proportionnelle à la valeur moyenne effective du rayonnement durant la marche précédente.

Pour que ces ordonnées soient exactement proportionnelles à l'intensité correspondante du rayonnement il faut et il suffit que la durée T des intervalles soit constante pendant toute la durée du tracé du diagramme.

D. — Précision.

Les erreurs systématiques sur la position des raies dues à la divergence du faisceau sont inférieures à deux minutes. On les corrige en établissant une courbe d'étalonnage de l'appareil.

Les mesures précises de paramètre sont faites aux grands angles (θ de l'ordre de 70°) ; l'erreur de lecture sur 2θ est inférieure à deux minutes dans le cas de bons cristaux.

La précision relative est alors égale à $0,8 \times 10^{-4}$.

III. — QUELQUES RÉSULTATS.

A. — Matériaux fortement irradiés.

La détermination de la structure cristalline est un élément important de l'étude du comportement d'alliages combustibles nucléaires ayant subi un taux de combustion élevé.

Dans ce cas la micrographie se révèle souvent impuissante à mettre en évidence les phases en présence. Les rayons X y parviennent à condition que le fond continu soit suffisamment faible pour permettre de déceler une phase présente en petite quantité.

Dans le cas d'alliages uranium-molybdène à faible teneur en molybdène, irradiés jusqu'à des taux de combustion de 0,5 % (1), nous avons étudié par exemple la transformation de la structure de recuit : uranium α + composé U_2Mo (γ' quadratique) en une structure uranium α + solution solide UMo (γ cubique). La mesure du paramètre de cette solution solide a permis d'en déterminer la concentration en molybdène en fonction des conditions d'irradiation (Mustelier et al., 1961).

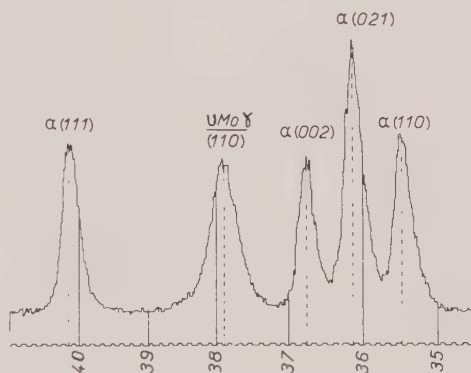


FIG. 3. — Diagramme d'un échantillon d'alliage U-Mo à 3 % Mo en poids d'une activité de l'ordre de 10 curies.

Sur la portion de diagramme montrée dans la figure 3 on distingue le triplet (110) (021) (002) de l'uranium α et la raie (110) de la solution solide UMo .

L'activité de ces échantillons est de l'ordre d'une dizaine de curies ; le fond continu est inférieur à 5 coups/s.

B. — Mesures de paramètres sur matériaux faiblement irradiés.

De faibles irradiations produisent dans certains matériaux tels que UO_2 et UC par exemple une dilatation de la maille cristalline due, très probablement, aux défauts ponctuels créés sous

(1) Le taux de combustion est défini comme le rapport du nombre d'atomes ayant subi la fission au nombre total d'atomes d'uranium.

l'effet des particules de fission. Ces défauts disparaîtront au cours de recuits ultérieurs.

Nous avons donc étudié la restauration du paramètre cristallin après des recuits isochrones successifs de matériaux faiblement irradiés.

A titre d'exemple nous citerons les résultats obtenus dans le cas du monocarbure d'uranium de structure cubique faces centrées type NaCl.

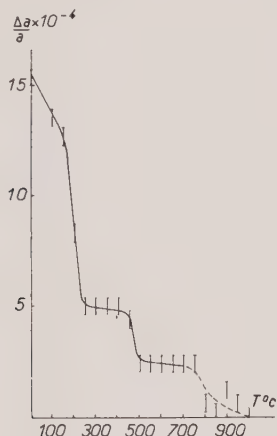


FIG. 4. — Courbe de variation relative du paramètre de UC irradié en fonction de la température des recuits isochrones (durée 10 h).

Après une irradiation sous un flux de neutrons thermiques intégré égal à $1,3 \times 10^{18}$ n/cm², à une température inférieure à 60° C la variation relative de paramètre a atteint sa valeur maximale qui est égale à $15,3 \times 10^{-4}$.

Des recuits de 10 heures à des températures espacées de 50° C ont été faits sur l'échantillon irradié ; le paramètre a été mesuré après chaque traitement, sur la raie (620) située aux grands

angles ($\theta \simeq 70^\circ$). La précision relative obtenue sur le paramètre est égale à $0,8 \times 10^{-4}$.

La courbe obtenue (fig. 4) montre que la restauration qui débute dès le premier recuit fait à 100° C, se produit en trois stades :

- le premier de la température ambiante à 250° C,
- le second de 400° à 500° C,
- le dernier à partir de 750° C.

Le premier stade est le plus important ; il faut en remarquer la rapidité et l'amplitude (67 % de la restauration totale).

L'existence de plusieurs stades montre que la restauration comporte le recuit à des températures différentes de défauts différents : par exemple atomes soit d'uranium, soit de carbone mis en position interstitielle au cours de l'irradiation.

CONCLUSION.

Depuis sa mise en service en octobre 1959 cet appareil a fonctionné de façon continue. Le diffractomètre, situé à l'intérieur de la cellule, est simple et robuste, donc peu sujet à des pannes. L'équipement électronique plus fragile est situé à l'extérieur, donc plus facile à dépanner.

La manipulation à distance se réduit à très peu de chose (mise en place de l'échantillon), ce qui permet une utilisation facile et rapide.

Dans le domaine des effets des radiations sur les combustibles nucléaires, comme dans tant d'autres, l'analyse radiocristallographique rend maintenant de grands services. Elle permet désormais, comme le montrent les deux exemples que nous avons cités, d'étudier aussi bien des modifications de structure sur des matériaux très radioactifs, que la formation et l'évolution des défauts dans des cristaux irradiés.

BIBLIOGRAPHIE

- ADAM, J. (1958). — AERE, M et C/R 2751.
 BLEIBERG, M. L., JONES, L. J. et LUSTMAN, B. (1956). — *J. Applied Phys.*, 27, 11, 1270 à 1283.
 BREDIG, M. A., KLEIN, G. E. et BORIE, B. S. (1955). — *Rev. Sci. Inst. U. S. A.*, 26, 12, 610.
 CUMMINGS, W. V., KAULITZ, D. C. et SANDERSON, M. J. (1955). — *Rev. Sci. Inst. U. S. A.*, 26, 1, 5 à 13.
 DUVAUX, Y. et RAMUS, P. (1960). — *Bull. Inf. Sci. Tech. Fr.*, 44, 3 à 9.
 KONOBEEVSKI, S. T. et PRAVDIOUK, N. F. (1959). — *J. Nucl. Ener.*, 11, 9, 75 à 99.
 MUSTELIER, J. P., MIKAILOFF, H., RATIER, J. L., GONDAL, D. et BLOCH, J. (1961). — *Int. Conf. on the properties of reactor Materials and the effects of radiation damage*, Berkeley.
 PEASE, R. S. (1955). — *Rev. Sci. Inst. U. S. A.*, 25, 12 à 1204.
 PRAVDIOUK, N. F. (1955). — Genève, 1955, Rapport P/673.

Combinaisons des macles Manebach-Baveno dans l'orthose du granite de Raon-l'Étape (Vosges)

PAR A. NICOLAS,
Laboratoire des Sciences de la Terre, École Nationale Supérieure des Mines de Nancy.

Résumé.—Étude détaillée du granite de Raon-l'Étape, de l'orthose de ce granite et des différents types de macles qui affectent ce feldspath. Ces associations de macles sont liées, semble-t-il, à une granitisation d'un type précis. Application à la pétrographie locale et régionale des granites hercyniens rhénans.

I. — DESCRIPTION DU GRANITE DE RAON-L'ÉTAPE.

Le granite de Raon-l'Étape est restreint en affleurement et on ne le trouve qu'à la sortie de Raon-l'Étape, le long de la route de Saint-Dié. Il forme un batholite, intrusif dans des tufs dévoniques, dont la superficie ne semble pas excéder 10 km².

La roche est parfois miarolitique, ses éléments atteignent communément le 1/2 cm. Sa couleur tire sur le rose lie-de-vin par suite d'une mise en liberté d'oxyde de fer à partir des grains de magnétite et des lames de biotite. Dans la roche fraîche, la teinte est saumonée.

Au microscope, le quartz se présente en plages ou en agrégats de plages à tendance automorphe, avec quelques sections rigoureusement auto-morphes. On observe, de plus, sur ces cristaux, des golfes de corrosion envahis par le feldspath alcalin. Ce quartz est, parfois, interstitiel entre les feldspaths.

Ces derniers sont représentés par quelques individus d'albite à 7 % An et surtout par un feldspath potassique que nous allons étudier plus longuement par la suite.

La biotite, très fortement pléochroïque, s'associe à des grains de magnétite. La muscovite est exceptionnellement présente. Signalons enfin que la fluorine peut être relativement abondante.

Voici le résultat d'une analyse modale effectuée au compteur de points, avec une précision de l'ordre de 3 % :

| | |
|-------------------------------------|-------------|
| Feldspath potassique | 54,4 % |
| Quartz | 32,8 % |
| Plagioclase. | 7,5 % |
| Biotite + magnétite. | 4,6 % |
| Fluorine | 0,7 % |
| Traces de séricite et de muscovite. | |
| | <hr/> 100 % |

La formule indicielle (J. Jung et R. Brousse, 1959) de ce granite est la suivante :

| | |
|------------------------|------|
| Indice de saturation.. | = 35 |
| Indice de coloration.. | = 5 |
| Indice feldspathique.. | = 88 |

Ceci en fait un granite fortement hololeuocrate et subalcalin.

L'analyse chimique est la suivante (Analyse nouvelle-Taisne, Laboratoire de Pétrographie Sorbonne, 1960) :

| | |
|--------------------------------------|--------------|
| SiO ₂ | 74,60 |
| Al ₂ O ₃ | 12,80 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,70 |
| FeO | 0,17 |
| MgO | 0,15 |
| CaO | 1,10 |
| Na ₂ O | 3,90 |
| K ₂ O | 5,05 |
| MnO | 0,06 |
| TiO ₂ | 0,27 |
| P ₂ O ₅ | 0,16 |
| H ₂ O — 100° | 0,14 |
| H ₂ O + 100° | 0,40 |
| Total | <hr/> 100,50 |

II. — NATURE DU FELDSPATH ALCALIN.

Revenons maintenant sur le problème de la nature du feldspath alcalin dominant.

Ce feldspath est une orthose monoclinique ou très faiblement triclinique. En effet, dans les nombreuses mesures effectuées à la platine de Fedoroff, l'axe optique Z se confond avec une précision suffisante ⁽¹⁾ avec l'axe b et le plan des axes optiques avec (010). Les autres caractères optiques sont en moyenne : $2\text{ V X} = 55^\circ$; $\text{X} \wedge \vec{a} = 7-8^\circ$.

Ces propriétés sont celles d'une orthose potassique (Courbes de Tuttle, 1952, revues par R. Brousse, 1959). Cependant, un affleurement de ce granite a livré un feldspath dont le caractère monoclinique est moins net et dont les propriétés optiques sont : $2\text{ V Z} = 85^\circ$; $\text{X} \wedge \vec{a} = 16^\circ$.

Les plages de ce feldspath sont toujours zébrées ou tachetées de perthites parfois abondantes et très développées. Elles sont constituées par de l'oligoclase à 10-12 % An ($2\text{ V} = 90^\circ$; $\text{X} \wedge (010) = 12^\circ$) maclé albite et, dans une moindre mesure, péricline.

Les directions optiques et cristallographiques

de l'oligoclase constituant les perthites sont proches de celles de l'orthose qui les contient. Lorsqu'elles se présentent en « films » (Andersen, 1928), ces perthites forment un angle de 70° environ dans (010) avec la trace de (001).

Il semble, à considérer la dimension exceptionnelle et la surface de certaines de ces perthites, qu'elles se sont développées tardivement aux dépens de l'orthose. L'importance de ce phénomène à la périphérie du granite, où l'on observe déjà des recrystallisations de type pegmatitique et les réajustements structuraux, (par exemple syncrystallisation du quartz et des feldspaths) milite en faveur de cette manière de voir. L'étude des macles permettra de retrouver une conséquence de ce phénomène.

III. — DÉFINITION CRISTALLOGRAPHIQUE DES MACLES « EN COIN », « EN SABLIER » ET « EN CROIX ».

Les cristaux d'orthose en question présentent exceptionnellement la macle de Karlsbad et, d'une manière presque constante, les macles de



FIG. 1. — (Calquée sur la figure 2, $\times 36$).

Combinaison « en coin » d'une macle Manebach (horizontale sur la figure) et de deux macles Baveno (à 45° sur la figure). Le plan de la figure est (100). 1, 2, 3 : plages d'orthose orientées différemment. 4 : perthites d'oligoclase maclées surtout albite, (trait appuyé) et parfois péricline (trait plus léger).

(1) L'écart maximum observé est de l'ordre de $2-3^\circ$. Il peut être imputé aux erreurs de mesure.



FIG. 2. — $\times 36$: Combinaison « en coin ».

Manebach et de Baveno, le plus souvent combinées au sein d'un même édifice. Ces dernières se voient particulièrement bien sur les sections correspondant à la face (100). Elles donnent naissance à des figures maclées singulières *en coin*, *en sablier* ou *en croix*.

Une étude bibliographique de ces systèmes de macles m'a montré que ces figures avaient déjà été remarquées par plusieurs auteurs, toutefois d'une manière si exceptionnelle que le cas des orthoses du granite de Raon-l'Étape m'a paru mériter d'être non seulement signalé, mais aussi étudié d'une manière approfondie.

Je rappellerai tout d'abord brièvement les cas anciennement signalés.

La première description, très sommaire, de ces macles remonte à 1829 (Rose). Elle a trait à une lave provenant du Vésuve.

En 1862, Rath mentionne les travaux antérieurs de Hessenberg décrivant plusieurs combinaisons de macles. En particulier, il signale l'association « en sablier » et « en croix » ; dans ce dernier cas, la correspondance qu'il établit entre les individus deux à deux est bien celle que nous avons constatée. Cette étude a été effectuée sur des cristaux macroscopiques d'adulaire provenant de la région de Binnenthal (Alpes suisses) dans des schistes cristallins. Naumann signale les mêmes phénomènes dans

des cristaux d'adulaire provenant de diaclasses de schistes.

Franco (1894) a étudié une association du type « en coin » dans une roche du Vésuve.

Plus récemment, A. Lacroix signale la présence simultanée des macles Manebach-Baveno dans l'orthose de granulites et de microgranites (Batz, Four-la Brouque).

Iwasaki (1899) observe l'association « en coin » dans des veines à orthose et quartz recoupant des dykes de diorites quartziques.

Colomba (1908) décrit une association du même type à Caves del Pomaretto (Italie).

Enfin, M. Gysin a eu l'amabilité de me signaler la présence de ce même groupement « en coin » dans des microgranites du Tassili des Aggers (travaux non publiés).

Venons-en maintenant plus précisément au cas des orthoses du granite de Raon-l'Étape.

Nous y avons distingué les trois types d'édifices suivants :

1^o Édifice « en coin ».

Le type le plus fréquent consiste en un groupement de trois individus. Deux individus sont

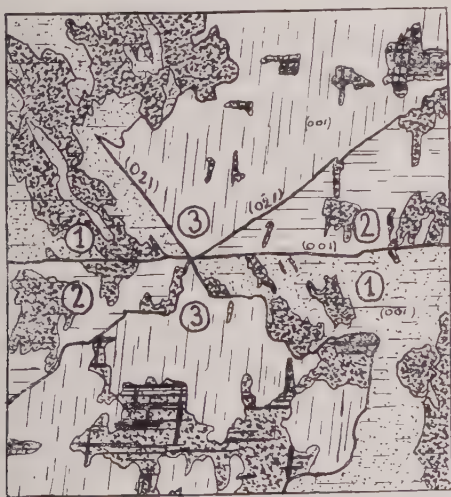


FIG. 3. — (Calquée sur la figure 4, $\times 36$.)

Combinaison « en sablier » d'une macle Manebach (horizontale) et de deux macles Baveno (à 30° et à 60° sur la figure). Le plan de la figure est proche de la face (100). Les plages affectées des mêmes nombres et des mêmes figurés ont la même orientation optique. Les perthites d'oligoclase sont en grisé. Elles sont maclées albite et péricline.

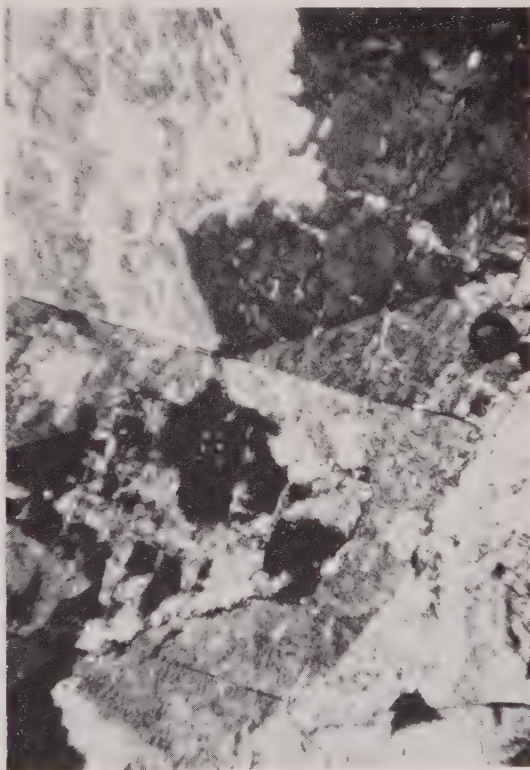


FIG. 4. — $\times 36$: Combinaison « en sablier ».

maclés suivant le mode Baveno avec le troisième, l'un sur le plan (021) et l'autre selon (0 $\bar{2}$ 1). Il, présentent entre eux, en raison de leur association avec le troisième individu une relation ayant les apparences d'une macle suivant le mode Manebach, avec un plan d'accolement très voisin de (001) (fig. 1 et 2).

[Une étude détaillée aux rayons X serait nécessaire pour préciser, à quelques minutes près, l'orientation mutuelle des cristaux. La description que nous donnons ici correspond à la précision des observations possibles au microscope.]

2° Édifice en « sablier ».

Moins couramment, on observe un groupement de six individus, en sablier, obtenu en prolongeant à travers le troisième individu du cas précédent, les trois plans de macle : Manebach, Baveno droit et Baveno gauche (fig. 4).

Ces observations microscopiques sont schématisées sur la figure 3 où les individus marqués des mêmes nombres possèdent la même orientation optique.

3° Édifice « en croix ».

Enfin, et ce groupement est exceptionnel, on observe la combinaison de deux macles Mane-

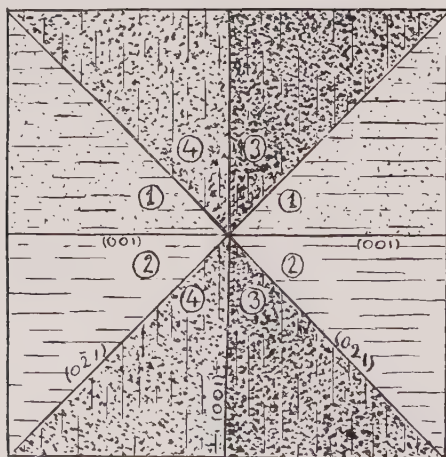


FIG. 5. — Vue théorique suivant la face (100).

Combinaison « en croix » de deux macles Manebach (verticale et horizontale sur la figure) et de deux macles Baveno (à 45° sur la figure). Les plages affectées des mêmes chiffres et des mêmes figurés ont la même orientation.

bach et de deux macles Baveno qui découpent le cristal initial en 8 individus (1). L'orientation optique de ces individus est représentée sur la figure 5. Sur la figure 6, on observe une de ces très belles associations dans laquelle les perthites en filets orientés confèrent à l'édifice l'aspect d'une macle en croix de staurotide. Le développement des perthites a entamé les plans de macle Manebach-Baveno (2) qui conservent leur orien-

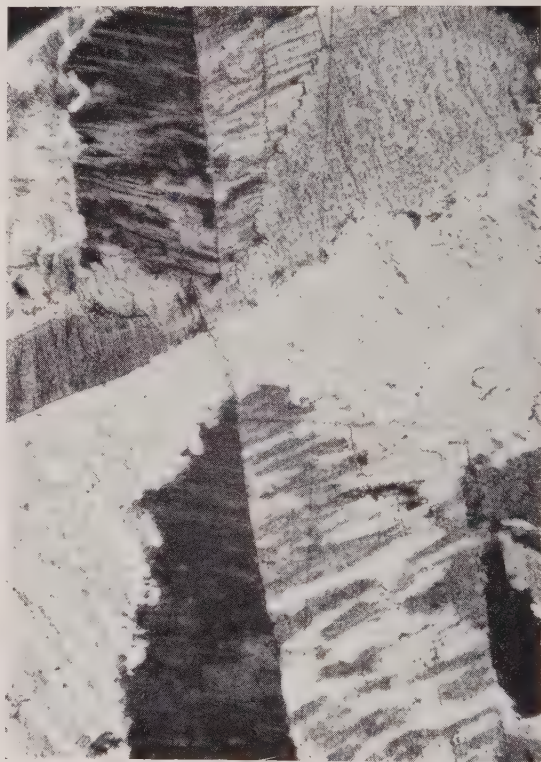


FIG. 6. — $\times 22,5$: Combinaison « en croix ».

tation d'ensemble, mais dont la trace nette a été remplacée par un escalier. Ce phénomène, joint au fait que le plan de la photographie est oblique sur la face (100) explique les lignes imprécises des plans de macles.

(1) A noter que chacun des huit individus n'est concerné que par une macle Manebach, l'autre macle se comportant par rapport à cet individu comme une macle albite (hémitropie normale dans un plan parallèle à son plan (010)).

(2) Le plan Baveno est particulièrement affecté parce que l'oligoclase des perthites tend à prendre les faces (010) et (001) et qu'il s'oppose à cette tendance.

4° Il existe encore plusieurs autres combinaisons de ces macles, mais ces dernières sont moins remarquables et je n'ai pas cru devoir m'appesantir sur leur cas.



Fig. 7. — 36 : Combinaison « en croix » incomplète.

IV. — MODE DE GISEMENT DES ROCHES A ORTHOSE MACLÉE MANEBACH-BAVENO.

L'étude bibliographique qui précède fait apparaître que les orthoses macrées *en coin*, *sablier* ou *croix*, se rencontrent surtout dans des roches de faible profondeur : granites à quartz automorphe, roches acides filoniennes ou d'épanchement, cristaux d'adulaire des géodes.

Pour ma part, je n'ai rencontré jusqu'ici ces associations de macles qu'en quatre massifs de granite seulement : Raon-l'Étape (Vosges), Kagenfels (Vosges), Bärhalde (Forêt Noire), Baveno (Italie du Nord). Je voudrais souligner ici que ces quatre granites présentent de nombreuses similitudes, tant au point de vue de leur mode de gisement que de celui de leurs particularités minéralogiques.

Du point de vue de leur mode de gisement, il y a lieu de remarquer qu'il s'agit, dans tous les

cas, de granites en batholites ou laccolites peu profonds, intrusifs dans les terrains plissés du cycle hercynien.

En ce qui concerne leurs particularités minéralogiques, ces quatre granites ont une structure nettement miarolitique. Ils renferment de la biotite fortement pléochroïque, seule ou accompagnée par de la muscovite en faibles quantités. Seul, le granite de Bärhalde est riche en mica blanc. Le quartz présente des faces automorphes, rongées par le feldspath alcalin. Le feldspath alcalin (qui semble être dans tous les cas de l'orthose) est le constituant essentiel. Il est toujours très perthitique et entouré d'une couronne de petits grains de quartz et de plagioclase. Enfin, fait remarquable, on y trouve fréquemment de la fluorine.

En dépit du petit nombre de granites étudiés, la constance de ces caractères permet, semble-t-il, de penser que les *associations des macles Manebach-Baveno*, décrites dans la présente note, sont liées à une *pétrogenèse granitique d'un type pneumatolytique original*. C'est sur ce point que je voudrais attirer, plus particulièrement l'attention des pétrographes.

V. — LES GRANITES A ORTHOSE MACLÉE MANEBACH-BAVENO DANS LE CADRE DE LA GÉOLOGIE DES VOSGES.

Il me reste à signaler maintenant que l'orthose maclée *en coin*, *en sablier* ou *en croix* a été trouvée non seulement dans le granite de Raon-l'Étape, proprement dit, mais aussi dans des faciès hétérogènes à tendance syénitique, associés à la diorite d'Étival, dans la même région. Il semble bien qu'il s'agit des faciès du granite de Raon-l'Étape, modifiés par assimilation de la diorite encaissante. Notons, en passant, que ceci s'accorde avec le fait que le granite de Raon-l'Étape est d'un âge postérieur à celui de la diorite.

La découverte de ces mêmes phénomènes, dans la diorite de Denipaire, qui prolonge celle d'Étival plus à l'est, conduit aux mêmes conclusions.

Le granite de Kagenfels forme une bande qui s'allonge à travers le massif du Champ du feu à 30 km plus à l'est. L'identité des granites de Raon-l'Étape et du Kagenfels, en ce qui concerne le type de macle de leurs orthoses, apporte un nouvel argument pour rapprocher ces deux granites, rapprochement déjà signalé par J. Jung en 1928. On pourrait même considérer que ces deux massifs appartiennent à une même bande

allongée est-ouest à travers les Vosges du Nord, et ayant comme relais les faciès mixtes de Denipaire, décrits plus haut. Il est intéressant de noter que cette direction est-ouest est précisément celle des formations antéhercyniennes de la région. Ce vieil alignement tectonique aurait rejoué lors de la mise en place des derniers granites hercyniens.

Il y a lieu, enfin, de remarquer que le *Bärhaldegranit*, de la Forêt Noire, présente une certaine continuité géographique avec cette même bande granitique. Il est donc possible que nos granites à orthose maclée Manebach-Baveno, jalonnent une importante dislocation de l'ensemble des massifs hercyniens rhénans.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDERSEN, O. (1928). — *Norsk geol. T.*, 10, 116.
 BROUSSE, R. (1959). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 82, 384.
 COLOMBA (1908). — *Abt. Ac. Torino*, 43.
 FRANCO (1894). — *G. Min. Pavia*, 5, 6.
 GYSIN, M. (1948). — *Bull. Suisse Minér. Pétr.*, 28, 230.
 IWASAKI (1899). — *Amer. J. Sci.*, 8, 158.
 JUNG, J. et BROUSSE, R. (1959). — *Classification modale des roches éruptives utilisant les données fournies par le compteur de points*, Masson, Paris.
 LACROIX, A. (1895). — *Minéralogie de la France et de ses colonies*, 2, 93.
 NAUMANN (1830). — *Krystallographie*, 33.

- NICOLAS, A. (1960). — *Étude pétrographique de la région de Raon-l'Étape Senones (Vosges)*, Thèse, 3^e cycle, Paris.
 NICOLAS, A. (1961). — Granites et diorites de la région de Senones (Vosges). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, sous presse.
 RATH (1862). — *Dtsch. Geol. Ges.*, 440.
 ROSE (1829). — *Pogg. Ann.*, 15, 3.
 ROSE (1876). — *Elemente der Kristallographie*, 2, 137.
 VON ELLER, J. P. (1959). — *Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, 12.
 VON ELLER, J. P. (1960). — *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 3, 2, 101.

Bull. Soc. franç. Minér. Crist.
 (1961). LXXXIV, 292-311.

Sur la formation des macles de croissance

PAR R. KERN,

Laboratoire de Minéralogie et Cristallographie, Nancy.

Résumé. — On rappelle brièvement la loi des macles selon G. Friedel. Une hypothèse sur la formation des macles de croissance est exploitée du point de vue géométrique et énergétique. On prévoit que la formation des macles de croissance est due aux conditions de dépassement de l'équilibre ; on donne une relation sur la fréquence des macles et analyse l'influence des impuretés sur la croissance des macles.

I. INTRODUCTION.

L'étude précise des macles a débuté simultanément avec celle des cristaux grâce aux travaux de René Just Haüy. Depuis, de nombreuses études nous ont amené de solides connaissances d'abord sur les relations angulaires mutuelles des individus constituant les macles, puis sur leur géométrie à l'échelle de la maille période (classification réticulaire de Mallard et Friedel). Des considérations structurales ont concrétisé les données précédentes avec les travaux de

Bragg, Aminoff et Broomé (1931), Hartman (1953 et 1956) et d'autres. Récemment encore il se dessine une tendance vers l'étude géométrique des macles en relation avec les groupes de symétrie de position (Holser 1958) ou les groupes de couleur (Curien et Le Corre 1959).

Malgré toutes ces données géométriques absolument nécessaires, nos connaissances sont bien limitées. On voit que les macles existent, on connaît leur géométrie mais on ignore dans quelles conditions elles se forment. Dans ce sens non seulement les théories manquent, comme le

fait remarquer M. J. Buerger (1947), mais ce qui est plus regrettable, les expériences font absolument défaut.

La situation est tout autre si l'on considère la formation d'un seul individu cristallin ; là les travaux expérimentaux foisonnent et les études théoriques des chefs de file (Kossel, Stranski, Volmer, Franck, Hartman) nous ont amené de précieux renseignements ainsi que de fructueuses hypothèses de travail. Nos connaissances sur la croissance des cristaux surpassent de loin celles sur la formation des macles.

Dans ce travail nous avons essayé d'appliquer les résultats de la théorie de la croissance des cristaux à l'étude causale des macles, dans l'espoir, non pas d'établir une théorie rigoureuse mais de tirer quelques idées directrices pour des travaux expérimentaux futurs. Dans le domaine de l'épitaxie, que l'on peut supposer voisin de celui des macles, des essais dans ce sens ont déjà été faits par Stranski (1929), Stranski et Krastanov (1935), Dankov (1943 et 1946), Van der Merve (1949) et par Blizmakov (1958). Nous nous en sommes inspirés dans la mesure du possible.

Dans les pages qui suivent nous donnerons d'abord brièvement (II) un exposé de la loi géométrique du phénomène de macle d'après G. Friedel. Celle-ci réunit d'une façon très simple tous les faits d'observation connus sur la géométrie des macles ; elle ne nous dit rien, par contre, sur leur mécanisme de formation. En III nous rappellerons, selon Curien et Kern, une hypothèse faite à propos du mécanisme de maclage ainsi que les conséquences logiques qui ont pu être tirées du point de vue géométrique en s'appuyant sur la loi des macles. La partie IV traite le même problème que celui de la partie III mais du point de vue énergétique. Une confrontation avec la loi géométrique des macles s'impose alors (IV-3-2.). La partie V est un développement logique de IV qui conduit à des prévisions sur les conditions de formation des macles.

II. LA LOI GÉOMÉTRIQUE DES MACLES.

Dans ce qui suit nous nous baserons sur la loi géométrique des macles telle qu'elle a été énoncée par Georges Friedel (voir par exemple G. Friedel 1904 ou 1919 ou l'excellent article d'ensemble publié par Cahn 1954). Tous les énoncés de loi qui ont pu être donnés par ailleurs, en particulier par Mügge (1911) ou Tscher-

mak (1897) ne sont que fragmentaires et souvent ne résistent pas aux faits.

II-1. Définition.

Une macle est une association mutuelle régulière de cristaux d'une même espèce cristalline. L'accent est mis sur le qualificatif régulier ; il implique que l'association se fait suivant une certaine loi établie à l'aide d'un nombre suffisant de faits.

II-2. Élément de macle.

L'élément de macle ou mieux l'élément de symétrie de la macle est un opérateur de symétrie d'orientation qui permet de transformer un individu de la macle en un autre individu de la macle.

La première proposition de la loi des macles précise le rôle de l'élément de macle dans les relations mutuelles des individus :

(1) *L'élément de macle est toujours, en toute rigueur, parallèle à un élément réticulaire simple, rangée ou plan réticulaire, communs aux réseaux périodes des individus ; l'opération associée à l'élément de macle est une opération de symétrie d'orientation compatible avec la structure réticulaire des cristaux.*

Le qualificatif d'élément réticulaire simple implique qu'il s'agit d'une rangée ou d'un plan réticulaire de grande importance, d'indices de Miller simples ; l'opération de symétrie est limitée également.

Une macle peut, dans certains cas, être définie à l'aide de plusieurs éléments de macle ; la loi nous invite à proscrire les éléments ne rentrant pas dans son cadre et de ne retenir que l'élément le plus simple, du double point de vue de la périodicité et de la symétrie.

Les éléments de macle mis en évidence à coup sûr peuvent tous se ramener jusqu'à présent à :

| | | |
|---|--|--------------------------|
| 1 | centre de macle (seuls exemples connus, voir Klasens (1936)) | |
| 2 | axe binaire de macle | } éléments très courants |
| 2 | plan de macle | |

Les autres symétries compatibles avec la structure réticulaire des cristaux ne sont pas exclues mais l'observation des faits a montré que ceux-ci peuvent toujours être réduits en des éléments équivalents figurant plus haut. Au sujet des éléments 3, 6 et 4, voir Curien (1960).

La deuxième proposition de la loi des macles complète la première et précise le rôle que joue l'élément de macle dans les réseaux des individus.

(2 a) 1^{re} possibilité :

L'élément de macle est en plus un élément de symétrie d'un réseau simple ou multiple de celui des individus, élément de symétrie qui n'existe pas dans la symétrie du cristal individuel.

(2 b) 2^e possibilité :

L'élément de macle est en plus un élément de pseudosymétrie d'un réseau simple ou multiple des individus.

II-3. Classification des macles.

Sans ajouter quoi que ce soit à la loi des macles, il en découle logiquement la classification de Friedel-Mallard.

(1) et (2 a) conduisent aux macles par : *mériédrie et mériédrie réticulaire.*

Dans les premières, l'élément de macle est élément de symétrie du réseau période des individus ; les secondes possèdent l'élément de macle comme élément de symétrie d'une maille multiple de ce réseau. Dans les deux cas les individus possèdent un réseau en commun, simple dans l'un des cas, multiple dans l'autre.

(1) et (2 b) aboutissent à la distinction entre macles par :

pseudomériédrie et pseudomériédrie réticulaire.

L'élément de macle est élément de pseudosymétrie d'une maille simple dans le premier cas, multiple dans le second.

Les individus possèdent en commun, et d'une façon approchée, un réseau simple ou multiple. L'élément de macle est rigoureusement commun aux réseaux des deux individus.

II-4. Fréquence de macles.

Une troisième proposition peut s'ajouter aux deux premières de la loi des macles :

(3) *Une macle est d'autant plus fréquente que la multiplicité de la maille commune ou pseudo-commune est plus petite et que la pseudosymétrie de l'élément de macle dans le réseau commun est d'autant plus voisine d'une symétrie parfaite.*

L'ordre de multiplicité de la maille commune ou pseudo-commune est appelé indice de macle, la pseudo-symétrie est caractérisée par l'obliquité de la macle.

II-5.

La loi de Friedel permet de décrire les macles d'une façon rigoureuse ; elle permet aussi de prévoir, dans une certaine mesure, leur apparition ou leur absence dans une espèce cristalline. Cela tient simplement au fait que la classe de symétrie d'un cristal et son réseau décrivent parfaitement un grand nombre de propriétés des cristaux.

Il serait évidemment insensé de vouloir reprocher à la loi des macles de ne pas préciser des choses qu'elle n'a jamais prétendu savoir dire. Elle prévoit par exemple que dans les cristaux mériédres les macles par mériédrie sont très fréquentes, que dans les cristaux cubiques et rhomboédriques les macles par mériédrie réticulaires sont possibles et que leur fréquence est d'autant plus grande que la maille commune possède un indice plus petit. Par contre, elle ne se charge absolument pas de se prononcer sur les fréquences relatives des macles par mériédrie (ou mériédrie réticulaire de même indice) dans les différentes espèces susceptibles de les présenter. Elle ignore délibérément la notion de force de liaison par exemple.

Ailleurs, elle prévoit d'une manière générale la possibilité des macles par pseudo-symétrie suivant le degré de cette dernière. Le classement suivant des fréquences relatives doit même être possible ici dans une série de composés isotopes (Donnay 1945). Par contre, elle s'abstient de faire intervenir les notions de milieu de croissance.

Si l'on désire préciser davantage les conditions de formation des macles, il faut aller au-delà de la loi des macles, faire des hypothèses et construire.

Un tel travail semble nécessaire mais il ne pourra posséder de valeur réelle, que si la loi des macles est sauvegardée, car elle contient une grande partie de la vérité :

« La fréquence d'une macle ne dépend pas seulement de la petitesse de l'obliquité et de l'indice, mais aussi d'autres conditions que nous ne connaissons pas encore ; en sorte que nous ne voyons pas toujours pourquoi telle macle existe, alors qu'une autre, d'obliquité et d'indice plus petit, est plus rare ou inconnue. Il en est de la loi des macles comme de la loi de Bravais. De même que la loi de Bravais nous montre la densité réticulaire comme étant le principal facteur de l'importance des faces, mais non le seul, et que dans certaines espèces la considération de ce seul facteur suffit à nous faire prévoir le

degré de fréquence des formes, tandis que dans d'autres il intervient des influences perturbatrices que nous ne savons pas encore réduire en lois ; de même, la loi des macles nous montre l'obliquité et l'indice comme étant les principaux facteurs de la fréquence des macles, et dans certaines espèces, comme le quartz, ces facteurs jouent un rôle tellement dominant que pratiquement toute influence disparaît, tandis que dans d'autres espèces ces influences perturbatrices sont plus marquées. La loi des macles, pas plus que la loi de Bravais, ne peut prétendre englober absolument tous les faits. Elle est, comme au fond toutes les lois physiques, une expression encore imparfaite d'une loi probablement très complexe. Mais de cette loi naturelle et complexe, elle dégage l'essentiel, et groupe non pas tous les faits, mais un si grand nombre de faits si frappants que l'on ne peut douter qu'en l'énonçant on ait saisi la condition dominante du phénomène de macle. » G. FRIEDEL.

III. PLAN ET RANGÉE DE COMPOSITION ORIGINELS.

Dans ce paragraphe nous donnons les résultats géométriques auxquels on est conduit en partant d'une hypothèse sur la formation des macles de croissance.

III-1. Définitions et hypothèse.

Avec Hartman (1956), Curien et Kern (1957), nous appelons *plan de composition originel* (P. C. O.) un plan réticulaire d'un cristal I sur lequel, dans un certain stade de la croissance, peut avoir lieu un défaut d'empilement des particules arrivant du milieu extérieur. Les particules en défaut d'empilement sur le P. C. O. du cristal I peuvent, si certaines conditions sont réunies, créer le premier germe d'un individu II en position de macle par rapport à I et de ce fait initier la macle I-II.

Nous appelons aussi *rangée de composition originelle* (R. C. O.) une rangée réticulaire située dans le P. C. O. et qui fait correspondre par une opération de symétrie la position du germe de l'individu II à celle du cristal I.

III-2. Propriétés.

Si l'on admet que l'initiation d'une macle a lieu par un défaut d'empilement sur un P. C. O.

qui remplit certaines conditions, on peut tirer deux propriétés fondamentales sur les relations mutuelles des individus I et II après leur croissance concomitante. Voir Curien et Kern (1957).

III-2-1. Si le P. C. O. est confondu avec le plan de macle (plan de symétrie de macle) on a affaire à une *macle par contact*.

III-2-2. Si le P. C. O. n'est pas plan de symétrie pour les deux individus en position de macle on est conduit à une *macle par pénétration*.

Si dans le premier cas le P. C. O. est plan de macle, il bissecte les faces adjacentes des deux individus I et II qui appartiennent à deux formes $\{h_1 k_1 l_1\}$, $\{h_2 k_2 l_2\}$ de même nom ; les modules des vecteurs vitesse de croissance de ces couples de faces étant identiques et les vecteurs symétriques par rapport au P. C. O. leurs intersections se déplacent dans (ou parallèlement) au P. C. O. durant la croissance régulière des deux individus. Il s'agit d'une macle par contact ; P. C. O. et plan de macle sont confondus. L'exemple de la figure 1 illustre ⁽¹⁾ le cas de la macle par contact (mériédrie réticulaire) des spinelles, du diamant ou de la galène avec (III) comme plan de macle et P. C. O. à la fois.

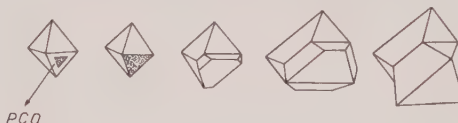


FIG. 1. — Formation de la macle par contact des spinelles, du diamant, de la galène. Le P. C. O. est aussi plan de macle.

Dans le deuxième cas le P. C. O. ne bissecte plus les faces adjacentes des deux individus, les droites d'intersection des faces situées de part et d'autre du P. C. O. s'écartent progressivement de celui-ci, les deux individus se contournent ; le P. C. O. disparaît durant la croissance, il ne joue qu'un rôle éphémère. L'exemple de la macle par pénétration de la fluorine de la figure 2 illustre ⁽¹⁾ le cas où le plan de macle est (III) (mériédrie réticulaire). En prenant comme P. C. O. le plan $(1\bar{1}0)$ et $[11\bar{2}]$ comme R. C. O. (axe binaire de macle) situé à l'intersection de (III) et (110) on restitue la macle par pénétration.

(1) Pour des raisons de facilité de dessin, nous avons dû garder une dimension pratiquement constante pour l'un des individus de la macle. Il est évident qu'une représentation conforme nécessiterait un développement similaire des deux individus.

La figure 3 illustre ⁽¹⁾ la macle par pénétration et mériédrie réticulaire de la galène ; le plan de macle est (111) comme pour les macles des figures 1 et 2. Mais puisqu'elle a lieu par pénétration le P. C. O. est (110) et la R. C. O. [112]. En fait elle ne se distingue de celle de la figure 2 que par son faciès octaédrique. On notera la

contact par rapport à la section rhombique ; il est évident que celle-ci n'est pas un plan de composition originel mais il s'agit bien ici d'une macle par « pénétration » qui se forme initialement avec un P. C. O. qui n'a rien à voir avec la section rhombique. La figure 4 illustre le cas de la macle du péricline de l'albite ; l'axe de la

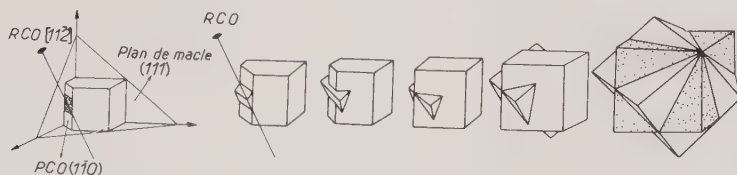


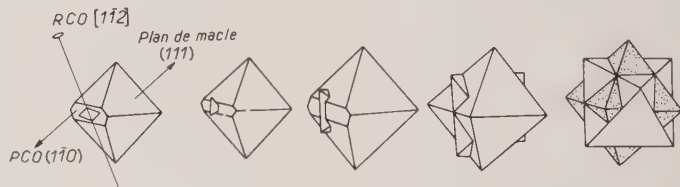
FIG. 2. — Formation de la macle par pénétration de la fluorine. Le P. C. O. est différent du plan de macle il ne bissecte pas les faces adjacentes des deux individus.

différence fondamentale entre la macle de la galène (fig. 1) par contact et par pénétration (fig. 2).

On verra d'autres exemples illustrés dans le travail de Gindt et Kern (1958) relatif au type structural wurzite.

macle est [010] et le P. C. O. est (001) comme on le voit vers le centre de la figure 4 qui représente le stade initial du maclage. Les contours successifs de la figure 4 illustrent différents stades de la croissance de la macle et l'avancement des droites d'intersection des faces adja-

FIG. 3. — Formation de la macle par pénétration de la galène. Le P. C. O. est différent du plan de macle et il ne bissecte pas les faces adjacentes des deux individus.



Notons au passage le cas particulier très intéressant où les droites d'intersection des faces adjacentes de part et d'autre du P. C. O. sont situées cependant dans un plan durant la crois-

centes dans un plan qui est la section rhombique. Remarquons que dans ce cas précis le faciès des cristaux d'albite est favorable à la formation d'une section rhombique. Ces conditions sont

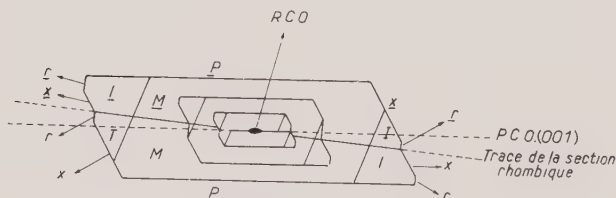


FIG. 4. — Formation d'une section rhombique dans la macle du péricline de l'albite. L'axe binaire de macle est normal au plan du dessin. Symboles : P : (001) ; M : (010) ; L : (110) ; T : (110) ; x : (430) ; x : (101). On voit que la section rhombique s'écarte progressivement du P. C. O. durant la croissance des deux individus. R. C. O. = axe binaire de macle.

sance concomitante des deux individus. Ce cas peut se produire dans les macles par rapport à un axe 2 de cristaux tricliniques ; le plan contenant les droites d'intersection des faces adjacentes n'est plus un plan réticulaire et il a été baptisé section rhombique. Ces macles présentent extérieurement un aspect de macle de

exprimées dans le travail de Curien et Kern (1957).

III-3. Caractérisation.

Un P. C. O. n'est pas un plan réticulaire quelconque ; il doit remplir certaines conditions géométriques imposées par la loi des macles.

En effet, les individus I et II de la macle se

(1) Voir note 1 page 295.

déduisent l'un de l'autre par un élément de symétrie binaire, plan de macle ou axe de macle ; ce sont des éléments réticulaires. Il s'en déduit que les individus I et II possèdent en commun, d'une façon rigoureuse ou approchée, un réseau période simple ou multiple du réseau d'un des individus. Ces résultats sont ceux de la classification géométrique de Mallard-Friedel : macles par mériédrie, mériédrie réticulaire, pseudo-symétrie.

Les orientations mutuelles des deux individus étant ainsi fixées, il faut que le P. C. O. soit un *plan réticulaire rigoureusement en commun* (en direction) pour les deux individus. Dans le P. C. O. l'orientation mutuelle des deux individus doit être fixée par un autre élément ; cet élément est la R. C. O. qui est une *rangée réticulaire rigoureusement commune aux deux individus* ; la R. C. O. fait office d'axe binaire de macle dans le P. C. O.

La caractérisation du P. C. O. dans la macle par contact ne pose aucun problème puisqu'il est confondu avec le plan de macle. La notion de R. C. O. est dénuée de sens.

Dans une macle par pénétration le problème est plus difficile et il se divise en deux parties (voir Curien et Kern 1957) :

III-3-1. Macles par rapport à un axe.

Si l'axe de macle est $[u\ v\ w]$, les P. C. O. possibles ont la notation $(h\ k\ l)$ tel que

$$(1) \quad hu + kv + lw = 0$$

Les P. C. O. possibles sont en zone sur l'axe de macle ; la R. C. O. est évidemment $[u\ v\ w]$.

III-3-2. Macles par rapport à un plan.

Si le plan de macle est (hkl) et s'il existe un plan réticulaire $(h'k'l')$ perpendiculaire à (hkl) , la notation du P. C. O. est

$$(2) \quad (ph + qh', pk + qk', pl + ql')$$

avec p, q des entiers positifs, négatifs ou nuls. La R. C. O. devant être commune aux deux individus, elle est située à l'intersection du P. C. O. et du plan de macle. Sa notation $[u\ v\ w]$ est alors

$$(3) \quad [hl' - k'l, lh' - l'h, hk' - h'k]$$

avec les mêmes notations que plus haut.

Remarquons qu'un P. C. O. différent du plan de macle n'est possible que s'il existe un plan réticulaire $(h'k'l')$ perpendiculaire au plan de macle. Cette condition exclut un certain nombre de possibilités de macles par rapport à un plan et du type pénétration.

IV. LE GERME BIDIMENSIONNEL EN POSITION DE MACLE SUR LE P. C. O.

IV-1. Le germe en position aberrante.

Suivant la définition du P. C. O. (III-1) nous admettons que des particules venant de la couche d'adsorption se placent en position aberrante sur le P. C. O. ; lorsque la sursaturation du milieu de croissance le permet, il s'amorce une couche bidimensionnelle de particules toutes en position aberrante ; c'est le germe bidimensionnel en position aberrante (fig. 5).

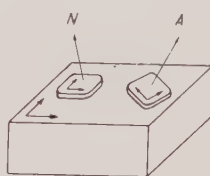


FIG. 5. — Germe normal (N) et germe aberrant (A) sur un P. C. O.

Celui-ci se distingue du germe normal par le fait que son énergie d'adhésion sur le P. C. O. est différente et que son réseau plan doit être déformé pour s'adapter en forme et dimension sur une maille plane du P. C. O.

L'hypothèse d'une couche bidimensionnelle sous contrainte n'est pas neuve ; elle a été admise depuis les travaux théoriques sur l'épitaxie de Dankov (1943 et 1946), de Van der Merve (1949). Elle a été appuyée expérimentalement en premier lieu par les travaux de diffraction électronique de Finch et Quarrell en 1934 (travaux cités par Van der Merve) sur des couches épitaxiales très minces de MgO sur Mg, de Al sur Pt, etc...

Lorsque le germe bidimensionnel se développe en épaisseur les contraintes ne peuvent subsister. Van der Merve (1949) a montré, à propos des épitaxies, qu'il s'établit au-dessus du plan d'accrolement, à titre de compensation, un « réseau » de dislocations, coin ou vis suivant le cas. Les densités de dislocations sont d'autant plus grandes que la contrainte de la première couche est plus grande (voir à ce sujet également J. Friedel 1956).

IV-2. Le germe en position de macle.

Dans le cas des macles de croissance on peut appliquer les idées précédentes relatives aux épitaxies. Pour cela il suffit de considérer la position des germes bidimensionnels sur le

P. C. O. On doit distinguer immédiatement les deux cas suivants :

IV-2-1. *Macles par contact.*

Le germe en position de macle ne subit aucune déformation bidimensionnelle de son réseau car le P. C. O. étant plan de symétrie de macle a son réseau plan rigoureusement en coïncidence avec celui du germe.

Ce qui distingue ce germe de celui en position normale est son énergie d'adhésion sur le P. C. O. qui diffère. Cela est vrai quel que soit le type de macle : macle par mériédrie ou mériédrie réticulaire, macles par pseudosymétrie.

La figure 6 illustre ce cas :

a) représente une position normale du germe avec une énergie d'adhésion Φ_1 ,

b) le germe en position de macle avec $\Phi_2 \neq \Phi_1$.

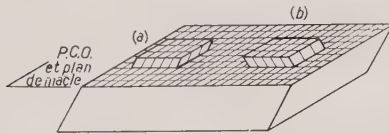


FIG. 6. — Le germe en position normale (a) et en position de macle (b) dans une macle par contact.

IV-2-2. *Macles par pénétration.*

Dans le P. C. O. la R. C. O. qui fait office d'axe binaire de macle fait correspondre au germe normal un germe en position de macle ; celui-ci doit adapter son réseau plan à celui du P. C. O. ; par surcroît, ce germe possède une énergie d'adhésion différente de celle du germe normal.

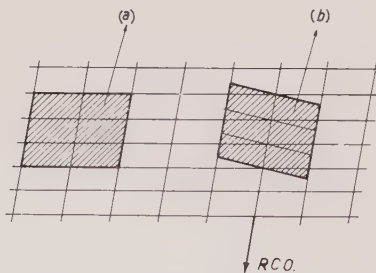


FIG. 7. — Germe normal (a) et germe de macle (b) sur le P. C. O. dans le cas de l'interpénétration.

La figure 7 montre la situation du germe normal (a) et du germe aberrant (b) sur le P. C. O. On voit que (b) nécessite en plus une déformation du réseau plan du germe.

Cette déformation du réseau plan n'est pas une opération nécessaire dans toutes les macles par pénétration. Seules les macles par pseudo-symétrie nécessitent cette adaptation.

En effet, pour les macles par mériédrie et mériédrie réticulaire il existe un réseau tridimensionnel, simple (mériédrie) ou multiple (mériédrie réticulaire), rigoureusement en commun aux deux individus maclés. La R. C. O., étant axe binaire de macle, est aussi axe binaire pour le réseau commun des deux individus. Le P. C. O. l'étant également, le réseau plan de celui-ci admet la R. C. O. comme axe binaire.

Dans le cas des macles par pseudo-symétrie, il existe d'une manière approchée un réseau en commun aux deux individus ; la R. C. O., axe binaire de macle, joue un rôle de pseudo-axe binaire pour le réseau plan contenu dans le P. C. O.

L'opération de déformation du genre bidimensionnel en position de macle sur le P. C. O. est une déformation homogène. Si \vec{n} sont les vecteurs décrivant les nœuds du germe qui doivent se recouvrir avec certains nœuds du P. C. O., les déplacements nécessaires \vec{u} de ces nœuds sont reliés linéairement :

$$(4) \quad u_i = \sum_j e_{ij} n_j$$

si u_i et n_j sont les composantes de \vec{u} et \vec{n} dans un repère cartésien ; e_{ij} est le tenseur des déformations.

Il suffit effectivement d'une déformation homogène pour faire recouvrir intégralement ou en partie les nœuds du germe et du P. C. O. Soit \vec{n} un vecteur dans un des réseaux et $\vec{n'}$ un vecteur dans l'autre. On a, lorsqu'ils ont une origine commune :

$$\vec{n} + \vec{u} = \vec{n'} \quad \text{ou en composantes}$$

$$n_i + u_i = n'_i$$

ou $n'_i = n_i + \sum_j e_{ij} n_j$ ce qui peut s'écrire

$$n'_i = n' = \sum_j \alpha_{ij} n_j$$

La dernière équation est une équation de transformations des rangées d'un réseau en rangées de l'autre.

Si le déterminant de α_{ij} est égal à l'unité tous les nœuds se recouvrent, dans le cas contraire le germe et le P. C. O. ont en commun, après déformation, seulement une maille multiple.

Dans cette déformation homogène du germe, seule la R. C. O. reste invariante. Celle-ci étant un axe binaire de macle les vecteurs déplace-

ment \vec{u} lui sont tous parallèles. La déformation homogène nécessaire à l'adaptation des réseaux est donc un cisaillement parallèle à la R. C. O.

Considérons dans le plan du papier, fig. 8, le P. C. O. et la R. C. O. du cristal ; le réseau dont les nœuds sont figurés simplement par des points est celui du P. C. O. ; le réseau dont les nœuds sont marqués par des cercles sont ceux du germe avant déformation homogène et après rotation de π autour de la R. C. O.

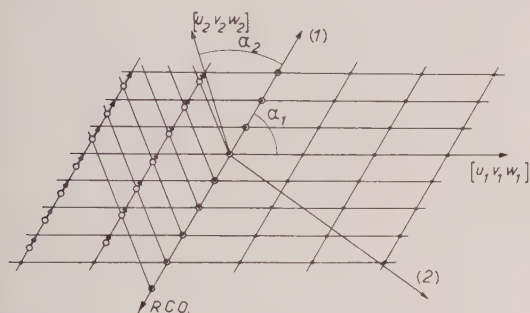


FIG. 8. — Le germe en position de macule sur le P. C. O., dans le cas des macles par pénétration et pseudosymétrie. Les petites flèches indiquent le cisaillement nécessaire pour l'adaptation des deux réseaux plans.

La R. C. O. étant axe de pseudo-symétrie du réseau plan, de petits déplacements \vec{u} suffisent pour produire le recouvrement des nœuds des deux rangées $[u_1 v_1 w_1]$ et $[u_2 v_2 w_2]$ dont les noms diffèrent dans le cas général.

En choisissant un repère cartésien 1, 2, 3, dont les axes sont respectivement la R. C. O., une droite du P. C. O. normale à la R. C. O. et une droite normale au P. C. O., le tenseur e_{ij} s'exprime simplement. Soient α_1 et α_2 les angles que font respectivement les deux rangées pseudo-symétriques $[u_1 v_1 w_1]$, $[u_2 v_2 w_2]$ avec la R. C. O. Les composantes u_1 et u_3 sont nulles et

$$u_2 = (\text{ctg} \alpha_2 - \text{ctg} \alpha_1) n_2 \sim \Delta \alpha (\text{I} + \text{ctg}^2 \alpha) n_2$$

si $\Delta \alpha = \alpha_1 - \alpha_2$ est petit et $\alpha = (\alpha_1 + \alpha_2)/2$.

Le tenseur symétrisé, $e_{ij} = e_{ji}$, décrivant uniquement la déformation a cinq des six composantes indépendantes nulles sauf :

$$(5) \quad e_{12} = \frac{1}{2} \Delta \alpha (\text{I} + \text{ctg}^2 \alpha)$$

Remarquons que dans ce cas des macles par pénétration et pseudo-symétrie la croissance ultérieure, en épaisseur, du germe bidimension-

nel ne peut avoir lieu sous le même état de contrainte que la couche bidimensionnelle. Cela déjà pour des raisons énergétiques. Pour des raisons de géométrie de la macule il en est également ainsi, car dans le cas contraire on ne retrouverait pas deux individus macroscopiques maclés suivant l'axe binaire qui est la R. C. O. et ayant le P. C. O. comme plan réticulaire en commun. Il s'établit au contraire, à titre de compensation, un relâchement des contraintes à mesure que la surface libre du germe s'écarte du P. C. O. ; un réseau de dislocations vis s'installe avec des vecteurs de Burgers parallèles à la fois au P. C. O. et à la R. C. O. Ces dislocations, orientées de la sorte, garantissent la conservation correcte de l'orientation des deux individus maclés (le P. C. O. et la R. C. O., axe binaire de macule, sont conservés).

Nous avons considéré jusqu'à présent seulement une déformation homogène du germe bidimensionnel afin que son réseau puisse s'adapter à celui du P. C. O. Il est possible, dans certains cas, que la déformation homogène ne réalise pas un minimum suffisamment bas de l'énergie potentielle du germe en position de macule. On peut de ce fait concevoir en plus, après déformation homogène, des déplacements inhomogènes à l'intérieur de chaque maille. Ces déplacements pourraient assurer un certain nombre de « recouvrements de liaison ».

Une particule k parmi les l particules de la maille commune au germe et au P. C. O., se déplacerait alors de :

$$s_i^k = \sum_j e_{ij} n_j + u_i^k$$

avec u_i^k les composantes des déplacements des atomes k après déformation homogène.

La figure 9 a montre plusieurs mailles (traits pleins) du P. C. O. ; chacune contient trois particules (cercles pleins). En pointillé est figurée la maille non déformée du germe après rotation de π autour de la R. C. O. ; les particules de ce germe sont figurées par des croix. Les flèches indiquent le cisaillement à appliquer au réseau du germe pour obtenir son adaptation avec le réseau du P. C. O. La figure 9 (b) montre le résultat après cette opération. Les flèches de cette figure donnent une idée des deux déplacements inhomogènes qui doivent être appliqués pour réaliser le recouvrement de toutes les particules. Le résultat de cette opération est donné dans la figure 9 (c). De cette manière un minimum d'énergie potentielle a, peut-être, pu se réaliser.

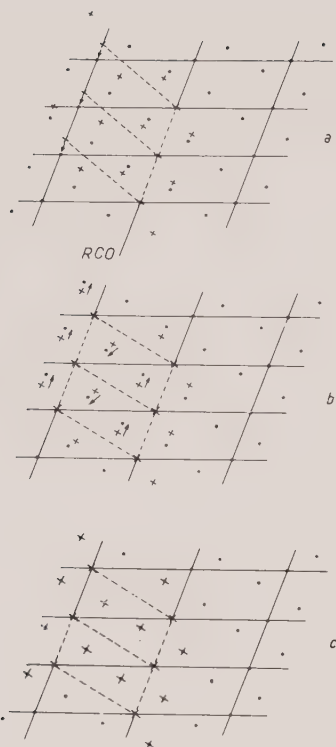


FIG. 9 (a) (b) (c). — Illustration de l'effet de déformation homogène d'un germe bidimensionnel et des déplacements atomiques inhomogènes.

IV-3. Les deux énergies caractéristiques d'un germe en position de macle.

IV-3-1. Énergies caractéristiques.

Nous pouvons compléter aisément les considérations géométriques précédentes par des relations énergétiques qui existent entre le P. C. O. et le germe en position de macle.

En premier lieu nous devons définir à partir des contraintes, la variation d'énergie libre qui résulte de la déformation homogène lorsque le germe adapte son réseau à celui du P. C. O. Associons au tenseur des contraintes e un tenseur des efforts σ par l'intermédiaire de la loi de Hooke généralisée :

$$\sigma_i = \sum_j c_{ij} e_j$$

Le tenseur des contraintes est écrit cette fois-ci sous la forme d'un vecteur à six composantes, e_j avec $j = 1, 2, \dots, 6$; de même pour le tenseur des efforts σ_i . c_{ij} sont alors des constantes élastiques écrites sous forme matricielle. ($i, j =$

$1, 2, \dots, 6$). La variation d'énergie libre provenant d'une contrainte de_i , isotherme réversible est :

$$d\Phi_h = \sum_i \sigma_i de_i = \sum_{ij} c_{ij} e_j de_i.$$

$d\Phi_h$ étant une différentielle totale exacte, $c_{ij} = c_{ji}$, l'intégration conduit à :

$$(6) \quad \Phi_h = v/2 \sum_{ij} c_{ij} e_i e_j$$

L'énergie libre de déformation homogène, Φ_h , est rapportée au volume moyen v des particules du germe.

En choisissant des axes rectangulaires orientés comme indiqué en IV-2-2., e_1 s'écrit suivant une convention en usage (voir par exemple, Nye 1957) :

$$e_j = [0, 0, 0, 0, 0, \Delta\alpha (1 + \cotg^2\alpha)].$$

En rapportant c_{ij} à ces mêmes axes on a :

$$(7) \quad \Phi_h = 2v (1 + \cotg^2\alpha)^2 c_{66} \cdot (\Delta\alpha)^2$$

Lorsque après déformation homogène du germe un déplacement de particules s'avère nécessaire, il y a lieu d'évaluer une énergie libre de déplacement Φ_d . Elle ne pourrait se calculer qu'à partir des forces de rappel des particules dans la couche bidimensionnelle et pour de faibles déplacements.

En deuxième lieu, il s'agit de définir une énergie libre d'adhésion Φ_a du germe sur le P. C. O. D'une façon générale celle-ci sera la valeur de l'énergie libre qu'il faut fournir pour détacher par voie isotherme réversible le germe du P. C. O. On la rapportera à la surface moyenne d'adhésion par particule. On ne pourra donner une expression simple de celle-ci que lorsque le germe et le P. C. O. présentent un recouvrement rigoureux de mailles simples ou multiples. En particulier pour certaines macles elle ne peut être définie qu'après déformation homogène du germe. Dans la suite nous verrons que la quantité déterminant la fréquence d'une maille n'est pas Φ_a mais la différence $\Phi_a - \Phi'_a = \Delta\Phi_a$ où Φ'_a est l'énergie de l'adhésion du germe normal sur le P. C. O. $\Delta\Phi_a$ dépend essentiellement de la structure cristalline de l'espèce et des notations du P. C. O. et de la R. C. O. Les calculs de cette quantité sont possibles en principe, en particulier pour certains types de liaison, mais ils risquent d'être fort laborieux.

Nous retiendrons les deux énergies Φ_h et $\Delta\Phi_a$ comme des quantités caractéristiques du germe en

position de macle. Nous les appelons caractéristiques énergétiques des macles.

IV-3-2. Classification de Friedel.

Le tableau suivant résume les caractéristiques énergétiques des différentes macles en rapport avec la classification de Friedel et compte tenu du fait qu'elles appartiennent au type contact ou pénétration.

| MACLES | PAR PÉNÉTRATION | PAR CONTACT |
|--|--|---------------------------------------|
| Par pseudo-symétrie | $\Phi_h \neq 0$ $\Delta\Phi_a \neq 0$ | $\Phi_h = 0$ $\Delta\Phi_a \neq 0$ |
| Par mériédrie ou mériédrie réticulaire | $\Phi_h = 0$ $\Delta\Phi_a \neq 0$ | $\Phi_h = 0$ $\Phi\Delta_a \neq 0$ |

Notons que du point de vue énergétique il n'est pas possible de distinguer d'une manière formelle ni les deux types de macles par mériédrie et mériédrie réticulaire ni les deux types qui selon Friedel sont contenus dans le terme macle par pseudosymétrie (macles par pseudomériédrie et pseudomériédrie réticulaire).

Afin de pousser plus avant la comparaison avec la classification de Friedel il est intéressant de faire un parallèle entre les énergies caractéristiques des macles et les caractéristiques dégagées par Friedel, c'est-à-dire l'indice et l'obliquité de macle.

IV-3-2-1. Obliquité dans les macles par pénétration.

Considérons d'abord les macles par pénétration ; nous avons vu que l'énergie caractéristique est $\Phi_h + \Delta\Phi_a$; nous montrerons dans la suite (V) qu'une macle est d'autant plus fréquente que cette somme est plus voisine de la valeur zéro.

En ce qui concerne Φ_h cela veut dire que la macle se produit de préférence si $\Delta\alpha$ est petit. $\Delta\alpha$ est l'angle, (voir fig. 8, IV-2-2) que font les rangées $[u_1 v_1 w_1]$ et $[u_2 v_2 w_2]$ dans le P. C. O. lorsque l'une a été amenée en coïncidence approchée avec l'autre par le truchement de l'axe binaire de macle (R. C. O.). $\Delta\alpha$ est donc fonction du degré de pseudosymétrie de la R. C. O. pour le réseau plan du P. C. O.

L'obliquité δ selon Friedel, est définie tout autrement : angle formé par l'axe de macle et la normale à un plan réticulaire simple pseudo-

normal à l'axe de macle (dans le cas d'un plan de macle c'est l'angle formé par la normale de ce plan avec une rangée simple voisine). L'obliquité exprime le degré de pseudosymétrie d'une maille spatiale. Lorsque nous envisageons ici la croissance de la macle comme un phénomène de germes bidimensionnels aberrants il est évident que « l'obliquité » $\Delta\alpha$ qui intervient est celle qui traduit la pseudosymétrie du réseau plan du P. C. O.

On peut, en dehors de toute spéculation, se poser la question : laquelle des deux « obliquités », $\Delta\alpha$ ou δ est la plus significative du point de vue pratique.

Les deux exemples suivants peuvent illustrer la réponse :

a) *La macle du péricline* se trouve être particulièrement fréquente : elle est souvent répétée sous la forme de fines lamelles, associées à la macle de l'albite. Les pétrographes savent que suivant le terme dans la série des plagioclases la fréquence de la macle du péricline n'est pas la même ; vers les extrémités de la série les lamelles des macles répétées sont nettement plus larges que pour les termes du milieu de la série ; dans le labrador, l'andésine et l'oligoclase le maillage est nettement plus fréquent, les lamelles sont très fines. Toutes autres conditions supposées égales par ailleurs, l'obliquité de macle devrait refléter cet état de fait.

Nous devons à Donnay (1945) d'avoir mis ceci en évidence. A l'aide de données récentes

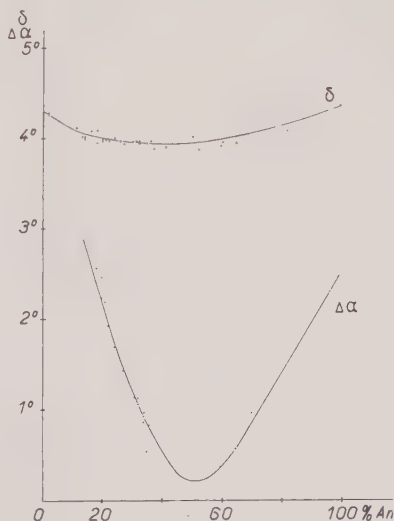


FIG. 10. — Obliquité δ selon Friedel et $\Delta\alpha$ des plagioclases en fonction du pourcentage d'anorthite dans la macle du péricline.

de Brown (1960) nous avons recalculé l'obliquité δ selon Friedel dans les macles albite-péricline en fonction de la teneur en anorthite. La courbe δ de la figure 10 accuse un léger minimum vers 40 à 50 % An ; son domaine de variation est faible (30') avec une obliquité moyenne de plus de 4°. A l'opposé, la courbe $\Delta\alpha$ relative à la caractéristique énergétique Φ_h présente d'une part un minimum très aigu vers 50 % An dont la valeur est faible ($\sim 30'$). $\Delta\alpha$ a été calculée en prenant comme P. C. O. la face importante (001) qui contient [010] comme P. C. O. ; sa valeur est de $\Delta\alpha = 2(90 - \gamma)$ avec γ l'angle entre les vecteurs de base \vec{a} et \vec{b} du réseau habituel.

On peut affirmer que dans le cas précis de la macle du péricline, la variation $\Delta\alpha$ dans la série traduit mieux la fréquence du maillage que l'obliquité δ . Le fait, de prendre $\Delta\alpha$ comme critère de fréquence suppose évidemment un certain nombre de facteurs égaux par ailleurs. D'une part, $\Delta\alpha$ n'est qu'une partie de la caractéristique Φ_h ; les constantes élastiques interviennent par ailleurs (7) mais il est permis de les supposer légèrement croissantes dans le sens albite-anorthite du fait de l'intervention de l'ion Ca^{2+} . D'autre part, l'énergie caractéristique $\Delta\Phi_a$ doit certainement varier dans le même sens ce qui, réuni à la variation des constantes élastiques et de $\Delta\alpha$ doit conduire à une énergie $\Phi_h + \Delta\Phi_a$ présentant certainement encore un minimum très accusé.

Notons tout de suite que d'autres facteurs que nous étudierons dans le paragraphe V interviennent ; en particulier le degré de dépassement des conditions d'équilibre ainsi que la présence d'impuretés jouent un grand rôle du point de vue de formation des macles. D'ailleurs un travail statistique sur la fréquence des macles du péricline dans les différentes roches, publié par Gorai (1951) semble abonder dans ce sens.

b) *Macles de Carlsbad*. Les macles du type Carlsbad semblent être aussi bien présentes dans l'orthose et le microcline et tous les termes de la série des plagioclases si l'on se réfère aux traités

de minéralogie et pétrographie. Elles sont définies d'une façon générale par l'axe de macle [001] ; dans l'orthose, monoclinique, ces macles peuvent être définies aussi bien par rapport au plan de la macle (100) que par rapport à l'axe de macle [001]. Si elles se présentent sous la forme d'ensembles bien développés on serait tenté de distinguer deux types : un type par pénétration lorsque les individus présentent les formes {001}, {201}, {110}, {010} ; ce type est décrit souvent comme macle « gauche » ou « droite » ; figure 11 a et 11 b. Un deuxième type par « contact » si les formes sont {001}, {101}, {110}, {010} ; figure 11 c. En réalité, il ne s'agit là que d'un seul type de macle par pénétration, le premier manifestant nettement la pénétration ; dans le second le contournement mutuel des individus n'a pas pu se produire avec efficacité vu que les faces {001} et {101} des deux individus sont presque coplanaires. Ces macles d'aspects différents peuvent être définies comme issues d'un P. C. O. (010) avec la R. C. O. [001] comme axe de macle. La R. C. O. est axe de pseudosymétrie du réseau plan (010) ; dans le germe en position de macle la rangée [100] tombe presque parallèle avec la rangée [101] du P. C. O.

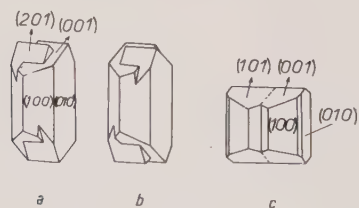


FIG. 11. — Trois aspects de la macle de Carlsbad.

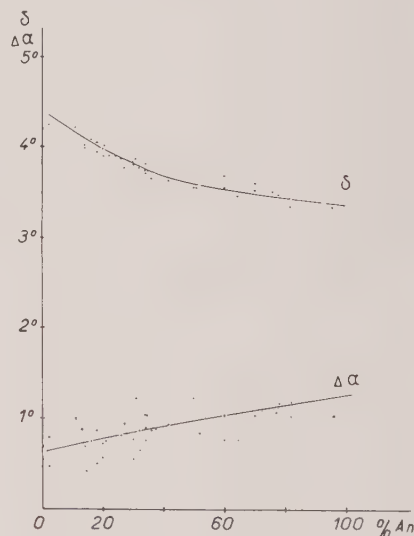


FIG. 12. — Obliquité δ selon Friedel et $\Delta\alpha$ des plagioclases dans la macle de Carlsbad.

Dans la série des plagioclases les valeurs de δ et $\Delta\alpha$ sont données dans la figure 12 d'après les valeurs de Brown 1960. Les valeurs de $\Delta\alpha$ se situent aux alentours de 1°, ce qui est plus satisfaisant que la valeur élevée de $\sim 4^\circ$ pour l'obli-

quité δ , vu la fréquence élevée des macles de Carlsbad. En fonction du % An le sens de variation est opposé pour les courbes $\Delta\alpha$ et δ mais les observations sur les fréquences ne permettent guère de faire un commentaire.

En résumé, l'obliquité δ selon Friedel, sans être directement liée à la caractéristique Φ_h possède un sens géométrique similaire. δ exprime la pseudosymétrie d'une maille spatiale, $\Delta\alpha$ est lié à la pseudo-symétrie d'une maille plane dans le P. C. O. En particulier lorsqu'il s'agit de macles par mériédrie ou par mériédrie réticulaire les pseudo-symétries se transforment en symétrie rigoureuse : $\delta = \Delta\alpha = 0$ et $\Phi_h = 0$.

IV-3-2-2. Indice et obliquité dans les macles par contact.

Pour les macles par contact nous avons vu que la quantité $\Delta\Phi_a$ est la seule caractéristique. De quelle manière sont liés l'obliquité δ et l'indice de macle n à cette quantité ? La comparaison est difficile, car nous n'avons donné de $\Delta\Phi_a$ que la définition sans essayer de trouver une expression générale ; $\Delta\Phi_a$ peut cependant se calculer dans un cas de macle, de structure et de mode de liaison interatomique donnés.

A l'aide d'un modèle simple essayons de dégager une relation entre $\Delta\Phi_h$, δ et n . Nous ferons les trois hypothèses suivantes : molécules sphériques, une molécule par maille, forces centrales entre molécules.

Sans restreindre davantage la généralité relative de ce modèle nous pouvons, pour des raisons de commodité, traiter le cas d'un cristal bidimensionnel de symétrie $\bar{1}$.

Soit d'après la figure 13 *a* ce cristal et son P. C. O. qui est aussi plan de symétrie de macle. Une couche bidimensionnelle de molécules se trouve située au-dessus du P. C. O., en position de macle. L'énergie d'adhésion de cette couche

Évaluons les énergies d'interaction $i_0, i_1, \dots, i_m, \dots, i_\infty$ de la molécule (1) avec les différentes couches, 0, 1, 2, \dots, m, \dots, ∞ , parallèles au P. C. O. et de même $i'_0, i'_1, \dots, i'_m, \dots, i'_\infty$ pour la position normale (1').

La caractéristique énergétique de macle est $x \cdot \Delta\Phi_a = x \cdot (\Phi_a - \Phi'_a)$ avec $\Delta\Phi_a = \sum_m (i_m - i'_m)$.

En comparant les termes correspondants aux mêmes couches on arrive à la situation suivante, selon la figure 13 *b* :

$i'_0 = i_0$ car les positions (1) et (1') sont symétriques par rapport à la normale au P. C. O. passant par 0,

$i'_1 \neq i_1$ et $i'_2 \neq i_2$,

$i'_3 = i_3$ pour les mêmes raisons que celles citées plus haut.

Pour toute m ième couche on aura de ce fait

$$i'_m = i_m \text{ si } m \text{ est divisible par } 3$$

d'où

$$\Delta\Phi_a = \sum_{\substack{m \\ m \neq \text{mod } 3}} \Delta i_m$$

D'une façon générale il manque dans cette somme tous les termes dont le numéro de couche est divisible par m . En plus $\Delta\Phi_a$ est d'autant plus petit que m est plus petit. m étant aussi l'indice de macle suivant la définition de Friedel nous pouvons conclure qu'une macle est d'autant plus fréquente que n est plus petit. L'indice de macle est dans le cas des macles par contact, une quantité liée directement à l'énergie d'adhésion.

Remarquons que dans le cas de la figure 13 *b* il s'agit d'une macle avec une obliquité nulle : macle par mériédrie réticulaire.

Si $m = 1$, $\Delta\Phi_a = 0$, ce qui est normal pour le modèle envisagé (cristal holoèdre).

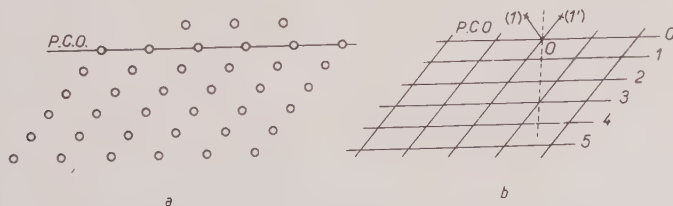


FIG. 13. — Modèle atomique simple d'une macle par contact.

est donnée par $x \cdot \Phi_a$ si Φ_a est l'énergie de fixation d'une molécule en (1) (fig. 13 *b*) et x le nombre de molécules ; pour une couche en position normale l'énergie d'adhésion est $x \cdot \Phi'_a$ si Φ'_a est l'énergie de fixation d'une molécule en (1').

On peut aller plus loin dans l'analyse du modèle. Supposons que la normale au plan de macle et passant par 0 ne rencontre jamais un nœud du réseau (macle par pseudosymétrie). Pour des nœuds de certains plans réticulaires

dont le numéro est divisible par n la normale s'en approche singulièrement ; l'écart angulaire est défini par l'obliquité de macle δ . Nous avons de ce fait pour les plans successifs :

$$i'_0 = i_0 ; i'_1 = i_1 + \Delta i_1 + \varepsilon_1 ; i'_2 = i_2 + \Delta i_2 + \varepsilon_2 ; \dots ; \\ i'_n = i_n + \varepsilon_n ; \dots ; i'_{2n} = i_{2n} + \varepsilon_{n2} ; \dots$$

d'où

$$\Delta \Phi_a = \sum_1^m \Delta i_m + \sum_1^m \varepsilon_m \\ m \neq \text{mod } n$$

La première somme de cette relation a exactement la même signification que dans le cas étudié précédemment qui concernait une obliquité nulle. Cette somme est d'autant plus petite qu'il y manque plus de termes ce qui est le cas si l'indice de macle est petit.

Le deuxième terme exprime une fonction de l'obliquité de macle. $\Delta \Phi_a$ est d'autant plus petit, la macle d'autant plus fréquente que les deux sommes sont plus petites. Nous retrouvons donc par un raisonnement énergétique les conditions qui déterminent selon Friedel la fréquence d'une macle.

Les notions purement géométriques d'indice de macle et l'obliquité prennent un sens physique pour les macles par contact.

(Notons qu'il est certainement possible à l'aide d'un formalisme mathématique plus élaboré de se dégager des hypothèses faites à propos de notre modèle.)

IV-3-2-3. Macles correspondantes.

D'après notre étude les notions d'obliquité et d'indice de macle ne possèdent pas la même signification physique dans les macles par contact et par pénétration.

Dans les deux cas la notion de pseudosymétrie possède un sens physique précis, dans le premier intervient effectivement la pseudosymétrie d'une maille spatiale, dans le second seulement la pseudo-symétrie d'une maille plane.

Dans ces conditions, on voit que ce que Friedel a appelé macles correspondantes et qui le sont effectivement du point de vue géométrique, ne le sont pas du point de vue énergétique. D'ailleurs il serait aisé de montrer, à l'aide d'exemples étudiés par Friedel, que les fréquences des macles correspondantes sont loin d'être égales.

V. DES CONDITIONS PHYSIQUES QUI DÉTERMINENT LA FORMATION DES MACLES DE CROISSANCE.

Dans le paragraphe précédent nous avons fait ressortir deux quantités physiques $\Phi_h + \Delta \Phi_a$ appelées caractéristiques énergétiques des macles. Dans celui-ci nous montrerons que la « force motrice » qui détermine la formation d'une macle est le degré de dépassement des conditions d'équilibre, que la fréquence de maclage est liée directement à la quantité $\Phi_h + \Delta \Phi_a$. L'influence des compagnons de cristallisation (impuretés) sera envisagée également.

V-1. Énergie d'activation de germination.

V-1-1. Germe en position normale.

Rappelons d'après les travaux de Brandes-Volmer-Stranski (voir par exemple Knacke et Stranski 1952) le calcul de l'énergie libre nécessaire à la formation d'un germe bidimensionnel en position normale sur un P. C. O.

Cette énergie, pour un germe contenant n particules, est :

$$(8) \quad A_n = A_n^S + A_n^V$$

avec A_n^S et A_n^V respectivement les énergies libres se rapportant aux forces de surface S et de volume V .

La première est donnée par le travail que le système doit fournir pour créer les surfaces latérales du germe (lisières) qui sont les seules surfaces créées par la germination bidimensionnelle. Si le germe présente k lisières dont les énergies libres spécifiques de lisière sont χ_k , on a

$$A_n^S = n^{1/2} \sum_k \chi_k l_k$$

avec l_k un facteur tenant compte de la disposition géométrique des différentes lisières.

La seconde, la variation d'énergie libre des forces de volume, est constituée par le travail isotherme réversible nécessaire pour amener les particules de la phase ambiante, à la pression d'équilibre p_∞ (ou concentration d'équilibre c_∞) d'un cristal infini, vers les lisières du germe bidimensionnel autour duquel règne une pression p_n (ou c_n) plus élevée :

$$A_n^V = - n k T \cdot \ln p_n / p_\infty ; (c_n / c_\infty)$$

k est la constante de Boltzman, T la température absolue, \ln le symbole du logarithme népérien.

Les rapports p_n/p_∞ ou c_n/c_∞ sont appelés par Volmer degrés de dépassement (Überschreitungsgrad), terme général, très pratique, englobant par exemple la notion usuelle de degré de sursaturation :

$$\frac{c_n - c_\infty}{c_\infty} = \beta - 1$$

L'énergie libre de formation du germe à n particules

$$(9) \quad A_n = n^{1/2} \sum_k \chi_k l_k - n k T \ln \beta$$

augmente, pour β constant, si le nombre de particules croît, passe par un maximum pour décroître irrémédiablement fig. 14 a.

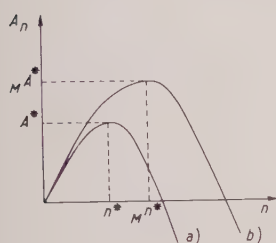


FIG. 14. — Énergies libres de formation d'un germe normal (a) et d'un germe de macule (b).

Au maximum d'énergie libre le germe est dit à sa dimension critique n^* ; on a :

$$(10) \quad \frac{dA_n}{dn} = 0 \text{ d'où } n^* = \frac{1}{4} \left(\sum_k \chi_k l_k / k T \ln \beta \right)^2.$$

Le germe critique est en équilibre avec la phase ambiante caractérisée par le degré de dépassement β . L'équilibre est instable, $d^2 A_n / dn^2 < 0$; en retranchant une particule au germe critique il disparaît, en ajoutant une particule il s'étend indéfiniment sur le P. C. O., car son énergie libre diminue.

La variation d'énergie libre nécessaire pour arriver à la dimension critique du germe est après substitution de (10) dans (9).

$$(11) \quad A^* = 1/4 \left[\sum_k \chi_k l_k \right]^2 / k T \ln \beta;$$

elle est appelée énergie d'activation du germe.

C'est cette énergie qui selon Volmer, conditionne la cinétique de germination :

$$(12) \quad N = K \exp [-A^* / k T]$$

N , nombre de germes bidimensionnels formés en l'unité de temps, K , un facteur de fréquence.

On sait que le nombre de germes N formés en l'unité de temps calculé de cette façon sur un modèle simple est bien trop faible par rapport à certaines valeurs trouvées expérimentalement.

Selon Burton, Cabrera et Frank (1950), l'énergie d'activation A^* est abaissée par l'intervention de dislocations vis émergeant à la surface du cristal.

D'ailleurs, d'une façon générale tout défaut de surface abaisse A^* et « catalyse » ainsi la germination bidimensionnelle.

Le nombre de défauts de surface n'étant pas prévisible, l'énergie d'activation A^* donnée par (11) constitue une limite supérieure.

V-1-2. Germination en position de macule.

Voyons après ce rappel des résultats de la théorie de la germination, les expressions devant intervenir lorsque le germe bidimensionnel se forme en position de macule.

Imaginons le processus isotherme réversible suivant :

- formation du germe bidimensionnel en position normale sur le P. C. O.
- détachement du germe de son P. C. O.
- déformation homogène du germe
- dépôt du germe en position de macule sur le P. C. O.

L'énergie libre d'un tel germe en position de macule est :

$$(13) \quad {}_M A_n = A_a + A_b + A_c + A_d$$

avec les indices correspondant aux différents processus.

— A_a est la quantité se rapportant à A_n donnée par la relation (9),

— $A_b = + n \Phi'_a$, Φ'_a étant l'énergie d'adhésion du germe en position normale et rapportée à une particule,

— A_c se compose de deux énergies libres, l'une volumique qui n'est autre chose que $+ n \Phi_n$, l'énergie de déformation homogène donnée par (7), la seconde est la variation de l'énergie libre de lisière consécutive à la déformation homogène. Nous écrirons celle-ci

$$- n^{1/2} \left(\sum_k \chi_k l_k \right) \lambda; \lambda < 1$$

— $A_d = - n \Phi_a$, Φ_a étant l'énergie d'adhésion du germe en position de macule et rapportée à une particule.

De ce fait d'après (13) et (9)

$$(14) \quad {}_M A_n = n^{1/2} \cdot (1 - \lambda) \sum_k \chi_k l_k + n (\Phi_h + \Delta \Phi_a) - nkT \ln \beta$$

avec

$$\Delta \Phi_a = \Phi'_a - \Phi_a$$

L'énergie libre du germe en position de macule va d'abord en croissant si sa dimension augmente (à β constant), passe par un maximum caractérisé par sa dimension critique :

$${}_M n^* = [1/2 (1 - \lambda) \sum_k \chi_k l_k / kT \ln \beta - (\Phi_h + \Delta \Phi_a)]^2$$

La figure 14 b montre l'allure de ${}_M A^e$ en fonction de n et de β constant. L'énergie d'activation nécessaire pour former un germe en position de macule est donnée par :

$$(15) \quad {}_M A^* = \frac{1/4 (1 - \lambda)^2 [\sum_k \chi_k l_k]^2}{kT \ln \beta - (\Phi_h + \Delta \Phi_a)}$$

le nombre de germes formés en l'unité de temps est à nouveau :

$$(16) \quad {}_M N = K \exp [-{}_M A^* / kT]$$

le facteur de fréquence K étant certainement très voisin de celui de l'expression (12).

V-2. Fréquence des macles. Degré de dépassement et caractéristiques des macles.

V-2-1. Ordres de grandeurs de λ et Φ_h .

Afin de simplifier la discussion des résultats, fixons l'ordre de grandeur du coefficient λ intervenant en (15).

D'après IV-1-2. λ est un coefficient de proportionnalité donnant l'abaissement de l'énergie libre de lisière due à la déformation du germe.

Le terme $(1 - \lambda) \sum_k \chi_k l_k$ peut aussi s'écrire $\sum_k (\chi_k l_k + \Delta \chi_k l_k)$ en supposant que la forme d'équilibre du germe reste pratiquement inchangée.

L'expression équivalente

$$\left[1 - \sum_k \frac{\Delta \chi_k}{\chi_k} \right] \sum_k \chi_k l_k$$

conduit à

$$\lambda_k = \sum_k \frac{\Delta \chi_k}{\chi_k}$$

La définition de l'énergie spécifique de lisière est :

$$\chi_k = \mathfrak{E}_k / 2 x_k$$

avec \mathfrak{E}_k le travail de séparation d'un germe bidimensionnel suivant une lisière k de longueur x_k . On en déduit

$$\frac{\Delta \chi_k}{\chi_k} = \frac{\Delta x_k}{x_k}$$

et

$$\lambda = - \sum_k \frac{\Delta x_k}{x_k}$$

avec Δx_k la variation de longueur de la lisière k .

Une limite supérieure de λ peut être trouvée en considérant un germe dont la lisière est circulaire. Soit

$$x_1'^2 + x_2'^2 = 1$$

l'équation de cette lisière rapportée aux axes rectangulaires x_i du P. C. O. comme indiqué en IV-2-2. La déformation homogène change chaque point de la lisière suivant

$$x_1 = x_1' + e x_2'; \quad x_2 = x_2'$$

avec $e + e_{12} = 1/2 \Delta \alpha (1 + \operatorname{ctg}^2 \alpha)$ d'après (5).

La lisière circulaire est transformée en lisière elliptique d'équation :

$$x_1^2 + x_2^2 (1 + e^2) - 2e x_1 x_2 = 1$$

Rapportée à ses axes propres cette lisière peut s'écrire aux termes e d'ordre deux près :

$$x_1^2 (1 - e) + x_2^2 (1 + e) = 1.$$

Or, $\lambda = - \sum_k \frac{\Delta x_k}{x_k}$, représente dans ce cas la

différence de périmètre de l'ellipse et du cercle originel rapportée au périmètre de ce cercle.

D'où $\lambda \sim 2e$,

soit, $\lambda < \Delta \alpha (1 + \operatorname{ctg}^2 \alpha)$. Les écarts angulaires entre rangées devant se recouvrir par l'effet de la R. C. O. étant de l'ordre 10° et les valeurs usuelles de α étant comprises entre 0° et 45° , $\lambda < 4 \times 10^{-2}$.

La déformation du germe affecte donc très peu ($< 4\%$) l'énergie de la lisière de celui-ci. Par contre l'énergie volumique Φ_h est importante vis-à-vis de $kT \ln \beta$ pour des valeurs usuelles des paramètres. En effet, en prenant les mêmes valeurs de $\Delta\alpha$ et α qu'en haut, un volume molaire usuel $v = 2 \text{ cm}^3 \text{ mole}^{-1}$, une valeur courante de la constante élastique de $10^{11} \text{ dynes cm}^{-2}$:

$$\Phi_h \sim 8 \text{ cal mole}^{-1}.$$

Les dépassements rencontrés n'excèdent en général pas 5% ($\beta = 1,05$), d'où à 300° K , $RT \ln \beta \sim 30 \text{ cal mole}^{-1}$, valeur du même ordre de grandeur que Φ_h . L'énergie volumique de déformation est donc, avec $\Delta\Phi_a$ probablement, une quantité importante vis-à-vis de $RT \ln \beta$.

V-2-2. Le degré de dépassement détermine le maclage.

Les relations (11) (12) et (15) (16) permettent de préciser l'importance du degré de dépassement β dans la formation des macles (fig. 15).

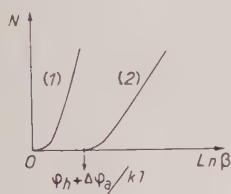


FIG. 15. — Nombre de germes normaux (1) et en position de macle (2) en fonction du degré de dépassement.

La courbe (1) est relative à la formation d'un germe en position normale ; sa formation (en ordonnée N le nombre de germes formés en l'unité de temps) débute dès les faibles dépassements et croît rapidement pour des dépassements plus importants. Pour la germination en position de macle (courbe 2) il n'en est pas de même.

Pour qu'un germe en position de macle puisse se former il faut que $\ln \beta \geq (\Phi_h + \Delta\Phi_a)/kT$, donc une macle donnée ne se forme qu'à partir d'un certain dépassement critique. En plus, la variation ultérieure du nombre de germes est plus petite que pour le germe normal.

D'après ces résultats il ressort que les conditions de dépassement de l'équilibre (β) entre la phase

ambiante et le cristal déterminent la formation des macles de croissance. Pour un degré de dépassement donné la fréquence de maclage est déterminée par la somme des deux caractéristiques énergétiques Φ_h et $\Delta\Phi_a$.

Parmi toutes les macles imaginables d'une espèce cristalline, la plus fréquente est celle qui possède un minimum de $\Phi_h + \Delta\Phi_a$.

A notre connaissance, aucune expérimentation n'a été faite jusqu'à présent pour mettre en évidence l'influence du degré de dépassement sur la formation des macles. Cependant d'après Deicha (1949) le chlorure de baryum bihydraté forme aisément des macles lorsque ce sel cristallise à partir d'une solution aqueuse ; elles sont répétées en fines lamelles et l'auteur attribue le maclage à « un déséquilibre cristallogénétique ».

A la lecture du mémoire et en essayant de répéter les expériences il semble que la fréquence de macle soit une fonction croissante de la sursaturation de la solution. Il serait souhaitable que des expériences précises et non seulement des observations soient faites dans ce cas. L'exemple de $\text{BaCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ne serait évidemment pas le meilleur, car les macles de cette espèce cristalline peuvent également se former par action mécanique, processus qui n'a rien à voir avec la formation des macles de croissance.

Un exemple plus approprié, en opérant également en solution, serait l'étude des quatre macles du gypse qui ne peuvent se produire par voie mécanique. Nous avons signalé (Kern 1953) l'apparition des macles du gypse par l'influence de la sursaturation de la solution sans toutefois analyser le phénomène de plus près. Tout récemment Kern et Rehn ont (1960) étudié quantitativement ce phénomène.

V-2-3. Fréquence des macles.

A titre d'illustration faisons un calcul d'ordre de grandeur, sans prétention, sur la fréquence de maclage.

A l'aide de (11) (12) et (15) (16) effectuons le rapport du nombre de germes mN en position de macle par rapport au nombre N de germes en position normale :

$$(17) \quad mN/N \sim \exp \left[-\frac{1}{4} \left(\sum_k \chi_k l_k / kT \right)^2 \cdot \frac{\Phi_h + \Delta\Phi_a}{\ln \beta (kT \ln \beta - \Phi_h - \Delta\Phi_a)} \right].$$

Il est délicat de trouver une valeur significative de $\sum_k \chi_k l_k$ mais l'on peut remarquer que l'énergie de lisière est d'une façon générale voisine du tiers de la chaleur de vaporisation ΔH (ou de fusion ou de dissolution). Dans le cas de la chaleur de vaporisation la règle de Trouton donne $\Delta H \sim 24/T$ en cal mole⁻¹, avec T la température absolue d'ébullition. On a alors $\sum_k \chi_k l_k / RT \sim 4$, R la constante des gaz parfaits. Comme l'ont fait remarquer Burton, Cabrera et Frank (1950), cette valeur ne peut rendre compte de la vitesse de croissance d'un cristal calculée à partir de (11) (12) qu'à la valeur énorme de $\beta > 1,25$ du degré de dépassement. D'après ces auteurs les défauts de surface tendent précisément à diminuer le rapport $\sum_k \chi_k l_k / RT$ pour que, vers des degrés de dépassement raisonnables de l'ordre de $\beta \sim 1,02$, la vitesse de croissance tombe dans des limites pratiques acceptables. Une valeur de ce rapport comprise entre 1 et 2 remplit cette condition. Pour notre calcul on le posera ~ 2 .

L'ordre de grandeur de Φ_h sera celui évalué en V-2-1.; la quantité $\Delta\Phi_a$ est probablement située dans les mêmes limites : $\Phi_h + \Delta\Phi_a \sim 20$ cal mole⁻¹.

Les résultats de ce calcul d'ordre de grandeur sont donnés dans la figure 16 ; en ordonnée le logarithme du rapport du nombre de germes

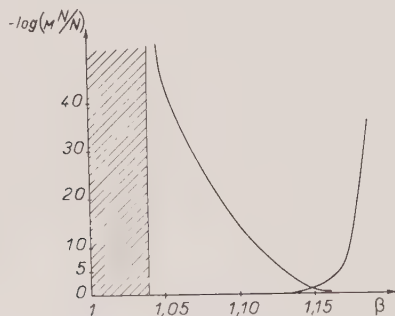


FIG. 16. — Fréquence relation d'un germe en position de macle en fonction du degré de dépassement.

en position de macle et du nombre de germes en position normale, en abscisse le degré de dépassement β . Dans le domaine $1 < \beta < 1,04$ aucun germe de macle ne peut se former. Au-delà de 1,04 et jusqu'à des limites raisonnables de β on voit que le maillage devient possible. Cette limite est donnée par la courbe de germination

tridimensionnelle qui est figurée approximativement à l'extrémité droite du diagramme.

Pour l'abscisse $\beta = 1,1$ on voit par exemple que l'ordonnée vaut 10, c'est-à-dire il existe un germe en position de macle pour 10^{10} germes en position normale.

Le fait frappant qui ressort de ce calcul est que le phénomène de macle se révèle être un phénomène extrêmement rare.

Cette conclusion semble être en contradiction avec nos connaissances sur les macles. La contradiction n'est cependant qu'apparente ; même si le phénomène de macle est exceptionnel à l'échelle atomique il ne passe pas inaperçu à l'échelle macroscopique. Il suffit, en effet, que dans un cristal en voie de croissance un seul germe bidimensionnel se place en position de macle pour que le phénomène devienne visible après un certain laps de temps.

Supposons que l'on réalise, à un degré de dépassement constant, la croissance d'un grand nombre de cristaux remplissant les conditions du calcul. Si ces cristaux ont respectivement un volume moyen de 1 cm³ et que l'équidistance des plans réticulaires parallèles au P. C. O. est de ~ 1 Å, on a la situation suivante : en dessous de $\beta \sim 1,04$ aucune macle n'existe dans le lot de cristaux, par contre pour $\beta \sim 1,08$ on verra 10^{-6} % de macles et pour $\beta \sim 1,10$ on trouvera en moyenne une macle sur 100 cristaux. Si $1,10 < \beta < 1,11$ la répartition des macles dans le lot sera comprise entre 1 % et 15 %. Pour les degrés de dépassement supérieur à 1,12 on a affaire à des macles répétées. La valeur $\beta \sim 1,15$ conduit à des lamelles de macles dont l'épaisseur moyenne est de l'ordre du micron, phénomène qui rappelle les macles des feldspaths. Un maillage encore plus intime se rencontre dans les métaux ; il est aussi appelé « défaut d'empilement ».

V-2-4. Remarques.

Nous avons, dans tout ce qui précède, considéré la formation des macles comme un phénomène provenant d'un germe bidimensionnel en position aberrante sur un P. C. O. Remarquons que certains auteurs (par exemple : Buerger 1947 et Hartman 1946) pensent qu'il est nécessaire de distinguer deux possibilités de formation des macles de croissance :

Une première qui a lieu par défaut d'empilement sur une face d'un cristal déjà formé et une seconde ayant lieu dans les premiers stades de la cristallisation, c'est-à-dire dans les germes

tridimensionnels. Il semble que le traitement que nous avons donné ne se rattache qu'à la première possibilité de ces auteurs. Sans vouloir dire que la formation des macles par germination bidimensionnelle aberrante soit le seul mécanisme possible, nous pensons que le maclage dans les premiers stades de la croissance d'un cristal n'en diffère guère. En envisageant la germination tridimensionnelle on serait, en

mensionnel reste inchangée par l'adsorption, son énergie libre de lisière devient

$$(19) \quad \sum_k \chi_k l_k \left(1 + \frac{\Delta \chi_k}{\chi_k} \right).$$

Il est aisé d'établir comme dans le cas de (17) le rapport du nombre de germes en position de macle et en position normale.

$$(20) \quad {}_M(N/N)' \sim \exp \left[- \frac{1}{4} \frac{(\sum_k \chi_k l_k)^2}{(kT)^2 L n \beta} \cdot \frac{(\Phi_h + \Delta \Phi_a) (1 + \Delta_k \chi_k / \chi_k)^2}{k T L n \beta - (\Phi_h + \Delta \Phi_a) - \Delta \varphi} \right].$$

effet, conduit à considérer sur ces germes également des germes bidimensionnels. Le problème serait alors ramené au nôtre.

Il existe dans certaines espèces cristallines des macles, par contact ou par pénétration, pour lesquelles le P. C. O. n'est pas une face faisant partie de la forme d'équilibre du cristal. Il est difficile d'imaginer dans ce cas une germination bidimensionnelle sur le P. C. O. Ce cas sera mentionné dans le paragraphe V-3.

V-3. Influence de l'adsorption des substances étrangères sur le processus de maclage.

V-3-1.

On connaît l'influence spectaculaire des compagnons de cristallisation (Lösungsgenossen) sur le faciès des cristaux.

Le problème a été étudié par de nombreux auteurs et de façons très différentes.

En ce qui concerne l'influence de ces substances sur la formation des macles nous pouvons faire les remarques suivantes.

Selon Bliznakov (1958) et Stranski (1956) l'adsorption d'une impureté sur un cristal abaisse les énergies spécifiques de lisière suivant une relation du type

$$(18) \quad \Delta \chi_k = - k T n_k L n (1 + a_k c)$$

n_k et a_k sont des caractéristiques structurales de la lisière k envisagée ; a_k est en plus caractéristique de l'impureté adsorbée dont la concentration dans la phase ambiante est c .

a) En supposant que la forme du germe bidi-

Le terme $\Delta \varphi$ qui représente la différence d'énergie de désorption de l'impureté sur la surface du germe aberrant et du P. C. O. est certainement négligeable (calcul analogue à V-2-1.).

On peut de ce fait retenir que les compagnons de cristallisation favorisent la germination de macle par diminution des énergies de lisière.

b) En réalité un abaissement de $\Delta \chi_k$ des énergies spécifiques de lisière provoque en général aussi une variation radicale de la forme du germe bidimensionnel comme l'a montré Stranski (1956) à l'aide d'un modèle simple. Sans faire une analyse détaillée dans le cas des germes en position de macle qui serait probablement fort complexe, on peut tirer des enseignements de l'analyse du modèle de Stranski. Selon cet auteur un cristal qui croît en milieu pur présente seulement des faces dont le développement est régi par une germination bidimensionnelle ; les plans qui croissent par un mécanisme de germination unidimensionnelle, voire d'ordre zéro, ne peuvent apparaître dans la forme d'équilibre. (Ces trois mécanismes de croissance peuvent s'identifier aux faces F, S et K dans le langage des P. B. C. de Hartman et Perdok.) Selon Stranski, en présence d'impuretés et en particulier si certaines conditions physicochimiques sont réalisées, les faces du premier type peuvent cesser de croître à travers des germes bidimensionnels et ce sont les faces du troisième type qui passent du mécanisme d'ordre zéro à l'ordre 2. Un changement de faciès s'installe.

On conçoit, du moins qualitativement, que si la formation des macles est conditionnée par une germination bidimensionnelle aberrante sur un P. C. O., l'influence d'un compagnon de cris-

tallisation peut initier des macles qui en milieu pur n'auraient aucune chance de se manifester.

c) Une troisième influence des impuretés d'un tout autre ordre peut être prévue. En effet, on sait que bon nombre d'impuretés, surtout des ions étrangers dans la solution mère, produisent à de très faibles concentrations un ralentissement de la vitesse de germination tridimensionnelle et de la vitesse de croissance. De tels effets des impuretés ont été étudiés par plusieurs auteurs et en particulier par Bliznakov (1958) qui les a ramenés à un effet de « résistance passive » de l'impureté sur le cristal.

Dans le cas d'une croissance par évaporation ou par refroidissement d'une solution, on peut entrevoir que la présence de l'impureté peut maintenir la solution en voie de cristallisation à un degré de sursaturation bien plus élevé qu'elle ne pourrait se trouver en absence d'impureté.

Ici s'ajouterait aux influences décrites sous a) et b) un effet dû au degré de dépassement des conditions d'équilibre que nous avons décrit en V-2-2.

En résumé on peut prévoir que les impuretés favorisent la germination de macle, que ce soit suivant les processus a), b) ou c).

Nous pensons que l'effet c), malgré son intérêt faible du point de vue théorique car trop complexe, est le plus important du point de vue pratique, en particulier en ce qui concerne les phénomènes de cristallisation dans le monde de la minéralogie.

V-3-2.

Du point de vue expérimental on connaît extrêmement peu de chose de l'influence des impuretés sur la formation des macles. Un beau travail à ce sujet a cependant été publié par Löffler (1934) ; cet auteur s'est penché sur les macles du chlorure de sodium et du chlorure de potassium qui ne peuvent se produire en milieu pur.

Les solutions de ces sels ne peuvent pas être sursaturées à un degré suffisant qui permettrait la formation des macles par l'effet de sursaturation (V-2-2.).

Par contre l'addition d'ions ClO_3^- à une solution sursaturée de KCl laisse apparaître la macle par mériédrie réticulaire (III) par pénétration ayant le même aspect que celui illustré par la figure 2 de cet article. ClO_3^- n'ayant pas d'action sur NaCl, il semble que l'action des ions ClO_3^- soit conditionnée structuralement. Par contre il est possible de produire sur NaCl la même macle que celle de KCl à la condition

d'ajouter à la solution soit MnCl_2 ou PbCl_2 .

Dans le travail de Löffler l'influence de la sursaturation a été soupçonnée mais il n'a pas été fait nettement la part entre l'effet de la sursaturation et de celui de l'impureté comme nous l'a indiqué l'analyse des paragraphes (V-2.) et (V-3.) de notre article. Certains points seraient à reprendre quantitativement du point de vue expérimental.

Évidemment de nouvelles expériences seraient souhaitables également.

VI. CONCLUSIONS.

Dans ce travail nous sommes partis de la loi géométrique des macles comme elle a été énoncée par G. Friedel (II). Cette loi donne une description géométrique rigoureuse des macles et permet de prévoir la possibilité de leur formation pour une espèce cristalline donnée.

Par contre, elle ne précise pas dans quelles conditions celle-ci peut effectivement se réaliser.

— Afin d'avoir quelques informations à ce sujet, il a été nécessaire de faire une hypothèse sur le mécanisme de maclage (III) : sur un plan réticulaire appelé plan de composition originel (P. C. O.), il se forme, à un certain moment de la croissance d'un cristal, un défaut d'empilement. Les particules en positions aberrantes se réunissent en un agrégat bidimensionnel en position de macle. La nature du P. C. O. ainsi que la position géométrique de l'agrégat bidimensionnel sont déduits à partir de la loi géométrique des macles et des propriétés générales des macles par contact et par pénétration (III-2. et III-3.).

— Un tel agrégat bidimensionnel est caractérisé d'une façon générale par deux quantités physiques, son énergie de déformation et son énergie d'adhésion sur le P. C. O. Ces deux quantités ont été baptisées caractéristiques énergétiques des macles (IV-3.).

— Grâce à la théorie de Volmer et Stranski de la germination bidimensionnelle, appliquée à notre problème, nous avons pu montrer (IV) qu'une macle ne peut être initiée qu'à partir d'un degré de dépassement critique des conditions d'équilibre du milieu de croissance. Le degré de dépassement critique, nécessaire à la formation de la macle, est directement lié à la somme des caractéristiques énergétiques des macles. A degré de dépassement égal une macle est d'autant plus fréquente que cette somme est plus petite.

— Nous avons essayé (IV-3-2-1. et IV-3-2-2.) de tirer un parallèle entre les notions de caractéristiques énergétiques des macles et la notion d'indice de macle et d'obliquité introduite par G. Friedel. Ces notions sont à peu près équivalentes dans leurs domaines respectifs, c'est-à-dire dans les domaines géométrique et énergétique.

— Dans une dernière partie (V) nous avons envisagé l'influence des compagnons de cristallisation sur la formation des macles.

Toute adsorption de ceux-ci sur le cristal provoque un maclage plus aisé.

— Il n'existe pratiquement pas d'expériences précises sur les conditions de formation des macles. Les résultats théoriques de cet article nous incitent à entreprendre de telles expériences et nous donnent quelques idées directrices.

Nous tenons à remercier MM. R. Hocart et H. Curien (Paris), R. Weil (Strasbourg), J.-C. Monier (Caen), J. D. H. Donnay (Baltimore), P. Hartman (Leiden) et Lacman (Berlin) avec lesquels nous avons pu avoir des échanges de vue fort utiles, M^{lle} Cordier et M. P. Menaert pour leur assistance technique.

BIBLIOGRAPHIE

- AMINOFF et BROOME (1931). — *Z. Kristallogr.*, Dtsch., 80, 355.
 BUERGER (1947). — *Amer. Mineral.*, 32, 593.
 BLIZNAKOV (1958). — *Fortschr. Mineral.*, Dtsch., 36, 149.
 BROWN (1960). — *Z. Kristallogr.*, Dtsch., 113, 305.
 BURTON, CABREM, FRANK (1950). — *Philos. Mag.*, G. B., 243, 299.
 CAHN (1954). — *Adv. Phys.*, G. B., 3, 363.
 CURIEN (1960). — *Curs. Conf. Esp.*, 7, 9.
 CURIEN et LE CORRE (1958). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 81, 126.
 CURIEN et KERN (1957). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 80, 111.
 DANKOV (1943). — *Bull. Phys. Chem. Analysis*, 16, 90.
 DANKOV (1946). — *Zh. fiz. Khim.*, S. S. S. R., 20, 853. Un extrait est donné dans le livre de Pinsker, *Electron diffraction*, 1953, Butherworths.
 DEICHA (1949). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 72, 286.
 DONNAY, J. D. H. (1945). — *Amer. Mineral.*, 40, 578.
 FRIEDEL, G. (1904). — *Étude sur les groupements cristallins*, Saint-Étienne.
 FRIEDEL, G. (1926). — *Leçons de Cristallographie*, Paris.
 FRIEDEL, J. (1956). — *Les dislocations*, Gauthier-Villars, 111.
 GINDT et KERN (1958). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 81, 266.
 GORAI (1951). — *Amer. Mineral.*, 36, 884.
 HARTMAN (1953). — Thèse Groningen.
 HARTMAN (1956). — *Z. Kristallogr.*, Dtsch., 107, 3.
 HOLSER (1958). — *Z. Kristallogr.*, Dtsch., 110, 249.
 KERN (1953). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 76, 336.
 KERN et REHN (1960). — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 251, 1300.
 KLASENS, PERDOK, TERPSTRA (1936). — *Z. Kristallogr.*, Dtsch., 95, 1.
 KHACKE et STRANSKI (1952). — *Ergebn. exakt Naturwissenschaft.*, Dtsch., 26, 383.
 LÖFFLER (1934). — *Neues Jb. Mineral.*, Dtsch., 68 A, 125.
 MÜGGE (1911). — *Fortschr. Mineral.*, Dtsch., 1, 38.
 NYE (1957). — *Physical properties of crystal*, Oxford.
 STRANSKI (1929). — *Z. phys. Chem.*, A 142, 454 et 467.
 STRANSKI (1956). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 79, 360.
 STRANSKI, KRASTANOW (1958). — *Monatsh. Chem.*, Östeir., 71, 351.
 STRUNZ (1957). — *Mineralogische Tabellen*, Leipzig.
 TSCHERMAK (1897). — *Lehrbuch der Mineralogie*.
 VAN DER MERVE (1949). — *Disc. Faraday Soc.*, 5, 201.

Nouvelles données sur les composés iridium-osmium. Existence de l'osmium natif

PAR C. LÉVY ET P. PICOT,

B. R. G. M., Paris.

Résumé. — L'emploi de la Microsonde électronique a permis de constater, dans divers concentrés platinifères, l'existence d'osmium natif. Les propriétés structurales et optiques de l'osmium natif et de l'osmium artificiel sont identiques : même structure hexagonale, mêmes effets de polarisation caractéristiques, mêmes pouvoirs réflecteurs. L'étude de quelques composés d'osmium et d'iridium montre que ceux-ci possèdent, soit la structure hexagonale de l'osmium, soit la structure cubique de l'iridium et que leurs pouvoirs réflecteurs croissent avec la teneur en iridium. L'examen de la nomenclature, assez complexe, de ces minéraux est ensuite effectué et une simplification proposée : iridium et iridium osmifère pour les termes de la série cubique ; osmium natif, osmium iridifère et osmiridium pour les termes de la série hexagonale.

Au cours de l'examen microscopique de divers concentrés platinifères, l'un d'entre nous (P. P.) a découvert un minéral dont les propriétés optiques n'étaient signalées dans aucun ouvrage spécialisé et qui semblait donc apparemment nouveau. Les dimensions des plages observées (de l'ordre du dixième de millimètre) ainsi que leur association intime avec d'autres minéraux en rendaient l'analyse chimique absolument impossible, mais la difficulté a pu être aisément tournée grâce à l'emploi de la Microsonde électronique de Castaing et l'analyse a montré que ce minéral était composé uniquement d'osmium.

Il s'agissait donc bien d'un minéral nouveau, puisque l'osmium natif n'avait pas encore été observé avec certitude dans la nature. Le terme d'osmiridium signalé comme étant le plus riche en osmium (Vernadsky, 1914) ne contient en effet que 80 % d'osmium.

I. — OSMIUM NATIF.

a) Structure.

Un diagramme Debye-Scherrer a été effectué en prélevant sous le microscope, la seule plage de dimension importante observée (1,5 mm ; provenance : Brésil n° 2). La faible teneur

(3,7 %) en iridium de cette plage permettait à notre avis de l'assimiler à l'osmium natif pur qu'il était impossible de prélever.

Le cliché, comparé à celui obtenu à partir d'un échantillon d'osmium artificiel, s'est révélé absolument identique (tableau 1, colonnes 1 et 2). L'osmium natif a donc la structure hexagonale déjà connue pour le métal et certains de ses alliages.

b) Propriétés optiques.

L'osmium natif se présente sous forme de petites baguettes allongées, associées au platine natif ou à l'osmiridium.

Couleur.

Sa couleur en lumière naturelle est d'un blanc pur : il est plus blanc que l'iridium ou l'osmiridium qui paraît légèrement jaunâtre quand il lui est associé. Par rapport au platine dans lequel il est souvent inclus, il prend une teinte gris bleuté. On ne lui voit pas de pléochroïsme, même à l'immersion.

Anisotropie.

Les effets de polarisation entre nicols croisés sont très vifs : le minéral passe par des teintes

TABLEAU I.

Diagrammes Debye-Scherrer.

Chambre 240 mm, Cu, K, filtre Ni.

| INT. | I | 2 | 3 | 4 | A | INT. | 5 | 6 | INT. | B | INT. |
|------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|-------|-------|------|-------|--------|
| f | 2,34 | 2,35 | 2,35 | 2,35 | 2,362 | 3 1010 | 2,20 | 2,19 | FFF | 2,214 | 10 111 |
| mF | 2,14 | 2,14 | 2,15 | 2,14 | 2,151 | 4 0002 | 1,910 | 1,898 | F | 1,914 | 6 200 |
| FFF | 2,06 | 2,06 | 2,07 | 2,06 | 2,063 | 10 1011 | 1,354 | 1,349 | F | 1,357 | 6 220 |
| mf | 1,589 | 1,589 | 1,594 | 1,587 | 1,587 | 4 1012 | 1,157 | 1,150 | FF | 1,151 | 8 311 |
| mf | 1,362 | 1,362 | 1,365 | 1,357 | 1,357 | 6 1120 | 1,108 | 1,101 | mf | 1,106 | 3 222 |
| F | 1,226 | 1,227 | 1,230 | 1,227 | 1,222 | 7 1013 | | | | | |
| apv | 1,180 | 1,179 | 1,181 | 1,176 | 1,177 | 1 2020 | | | | | |
| F | 1,152 | 1,152 | 1,154 | 1,150 | 1,149 | 8 1122 | | | | | |
| m | 1,139 | 1,139 | 1,140 | 1,135 | 1,135 | 7 2021 | | | | | |
| ff | 1,077 | 1,079 | 1,082 | 1,080 | 1,074 | 2 0004 | | | | | |

1) Osmium. 2) Os = 90,8, Ir = 3,7. 3) Os = 74,5, Ir = 16,1. 4) Os = 49,5, Ir = 32, Ru = 17. A) Os = 80, Ir = 10, Ru = 5 (Mikheev, 1957). 5) Os = 10, Ir = 72,5, Ru = 4. 6) Iridium. B) Iridium (Mikheev, 1957).

orangé-rouge (analogues, à titre de comparaison, à celles de l'ilvaïte). C'est surtout cet aspect entre nicols croisés qui a attiré l'attention sur ce minéral, l'anisotropie de l'osmiridium étant beaucoup plus faible. Les effets de polarisation observés sur ces alliages se traduisent par des couleurs beaucoup plus ternes, jaunâtres ou brun jaunâtre, sans que jamais la nuance rouge de l'osmium apparaisse.

Pouvoirs réflecteurs.

Les courbes des pouvoirs réflecteurs de l'osmium dans les différentes longueurs d'onde ont été établies et comparées à celles obtenues sur un échantillon d'osmium artificiel. Étant donné la dimension trop faible des baguettes d'osmium pur les mesures ont été faites sur la plage contenant 3,7 % d'iridium.

Ces mesures ont été exécutées à l'aide d'un photomultiplicateur équipé d'un dispositif analogue à celui mis au point par J. Prouvost (1960), en employant ici une méthode de zéro qui permet d'augmenter la précision des mesures (1). Les courbes ont été établies à partir de onze

points compris entre 4 000 et 6 500 Å (largeur de la bande passant du monochromateur : de 50 Å dans le violet à 300 Å dans le rouge), en utilisant comme étalon un fragment de blende de Santander (Espagne) dont les pouvoirs réflecteurs ont été calculés par J. Orcel (1935).

Les valeurs trouvées sont présentées dans le tableau 2 et les courbes sur la figure 1. On voit que les courbes des PR les plus élevés des deux échantillons coïncident, mise à part une très légère divergence qui s'observe à partir de 5 500 Å. Il est possible que cette divergence s'explique par la réponse moins précise du photomultiplicateur dans les grandes longueurs d'onde, mais il est également vraisemblable que la légère teneur en iridium du minéral en soit la cause, ainsi que nous le verrons plus loin.

Les courbes des PR les plus faibles présentent par contre un certain décalage qui s'explique par la biréfractance différente des plages différemment orientées. Étant donné la coïncidence des pouvoirs réflecteurs les plus forts, on peut en déduire le signe optique du minéral qui est négatif.

En ce qui concerne la forme des courbes, on peut observer que les pouvoirs réflecteurs sont plus forts dans les bleus que dans les rouges. Cette variation correspond à la couleur « blanc pur » et « gris légèrement bleuté » constatée à l'observation visuelle.

(1) La méthode consiste à faire varier la résistance de polarisation de la grille de la triode de référence pour que les grilles des deux triodes (mesure et référence) soient au même potentiel.

TABLEAU II.

Pouvoirs réflecteurs de l'osmium.

| | | LONGUEURS D'ONDE EN ANGSTRÖMS | | | | | | | | | | |
|----------------------|--------|-------------------------------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|
| | | 4218 | 4309 | 4451 | 4578 | 4722 | 4868 | 5100 | 5311 | 5562 | 5829 | 6280 |
| Osmium natif | R_g | 64,5 | 64,5 | 65,0 | 65,55 | 65,55 | 65,7 | 65,4 | 64,3 | 62,8 | 59,9 | 55,8 |
| | R'_p | 62,65 | 63,65 | 64,4 | 64,7 | 64,7 | 64,5 | 63,8 | 62,85 | 60,85 | 58,5 | 53,8 |
| Osmium artificiel | R_g | 64,5 | 64,5 | 64,8 | 65,35 | 65,55 | 65,3 | 65,25 | 64,0 | 62,25 | 58,6 | 55,2 |
| | R'_p | 62,2 | 63,3 | 64,2 | 64,35 | 64,25 | 64,05 | 63,3 | 62,35 | 60,4 | 58,05 | 53,2 |
| Erreur absolue | \pm | 0,4 | 0,3 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,3 | 0,7 |

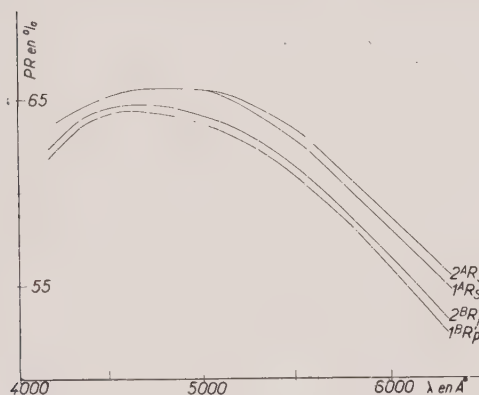


FIG. 1. — Pouvoir réflecteur de l'osmium. 1 : artificiel ; 2 : natif ; lire : $1^A Rg$ et $2^A Rg$ au lieu de $1^A RS$ et $2^A RS$.

Provenance.

L'osmium natif a été trouvé en inclusion dans du platine, dans un concentré provenant de l'Oural. Son faciès caractéristique en baguettes et son anisotropie ont permis de le retrouver dans des concentrés de provenance très diverses (Brésil, Colombie, Transvaal, Oural) (1).

II. — COMPOSÉS NATURELS D'OSMIUM ET D'IRIDIUM.

L'existence de l'osmium natif une fois démontrée, il nous a semblé intéressant de comparer les propriétés de ce minéral à celles des osmi-

diums et des iridiiums osmiés qui, jusqu'alors, étaient les seuls minéraux d'osmium et d'iridium connus. L'emploi de la Microsonde électronique nous a permis de connaître la composition de quelques-uns de ces composés qui accompagnaient, comme nous l'avons vu, les baguettes d'osmium natif.

a) Composition chimique.

Les analyses (effectuées par MM. Capitant et Phan) ont abouti aux résultats présentés dans le tableau 3.

TABLEAU III.

Composition chimique.

| N° | ORIGINE | Os | Ir | Ru | Pt | Fe |
|----|------------|------|------|----|-----|-----|
| 1 | artificiel | 100 | | | | |
| A | Oural | 98 | | | | |
| 2 | Brésil | 90,8 | 3,7 | | | |
| B | Inconnue | 84,3 | 12,3 | | 0,2 | |
| 3 | Oural | 74,5 | 16,1 | | | |
| 4 | Inconnue | 49,5 | 32 | 17 | | |
| C | Oural | 41,7 | 39,0 | | | |
| 5 | Oural | 10 | 72,5 | 4 | 2 | 2,3 |
| 6 | artificiel | | 100 | | | |

(1) Échantillons provenant de la collection de l'École Nationale Supérieure des Mines de Paris.

Comme on peut le voir, la somme des éléments ne permet pas, en général de boucler les analyses. Ceci est dû certainement au fait que ces minéraux ne sont pas des composés binaires, mais contiennent en solution solide de nombreux autres éléments (ruthénium, platine, fer, etc...) ainsi que le montrent les analyses 4 et 5. Les analyses qualitatives, effectuées par enregistrement, ont été faites rapidement et il est possible que des constituants mineurs aient échappé à l'exploration. Les dosages d'osmium et d'iridium ont été établis par comparaison avec des étalons métalliques purs ; on peut en considérer les teneurs comme valables à 10 % près. Le ruthénium, qui apparaît parfois en quantité importante (analyse n° 4) et pour lequel nous ne disposons pas d'étalon a été dosé par comparaison à celui d'une laurite dont la teneur a été estimée par complément (avec Os, Ir et S) à 45 %. Les teneurs en ruthénium sont donc sujettes à caution.

b) Structure.

Nous avons retenu, parmi les échantillons analysés, trois d'entre eux dont les compositions nous paraissent particulièrement intéressantes, car ils constituaient des jalons entre l'osmium et l'iridium purs (échantillons nos 3, 4 et 5).

Différents auteurs ont étudié les composés osmium-iridium et leurs conclusions sont les suivantes : l'osmium étant hexagonal et l'iridium cubique, la plupart des alliages sont isomorphes de l'osmium et constituent donc une série hexagonale. Une série cubique, plus courte, existe également, sans que des recouvrements aient été observés entre les deux séries. D'après les travaux de Zvyagintzev (1936, 1938 et 1943), qui semblent les plus soutenus, la coupure s'établit ainsi :

| | | |
|---------------------------|---|--|
| $0 < \text{Ir} < 68 \%$ | { | Structure de l'osmium |
| $32 < \text{Os} < 100 \%$ | | Dihexagonal dipyramidal $D_4 P6_3 \text{ mmc}$ |
| $68 < \text{Ir} < 100$ | { | Structure de l'iridium |
| $0 < \text{Os} < 32$ | | Cubique hexoctaédrique $O_n^5 - \text{Fm}3\text{m}$ |

Les diagrammes Debye-Scherrer effectués sur nos échantillons ont confirmé ces observations. Les échantillons 1 à 4 (de 100 à 50 % d'Os et de 0 à 32 % d'Ir) présentent la structure de l'osmium, tandis que les échantillons 5 et 6 (de 10 à 0 % d'Os et de 72 à 100 % d'Ir) présentent la structure de l'iridium (tableau 1).

Une légère variation des paramètres avec la teneur en iridium semble se dessiner pour la

série hexagonale, mais les analyses sont trop peu nombreuses pour qu'on puisse en tirer des conclusions valables.

c) Propriétés optiques.

Nous avons déjà vu que l'osmiridium paraît légèrement jaunâtre à côté de l'osmium natif. Nous avons essayé de définir cette teinte, ou plutôt la variation de teinte qui accompagne le changement de composition, en établissant les courbes de pouvoirs réflecteurs des échantillons nos 3, 4, 5 et 6 dans les différentes longueurs d'onde.

Les valeurs trouvées sont présentées dans le tableau 4 et les courbes sur la figure 2.



FIG. 2. — Pouvoir réflecteur des composés osmium-iridium.
1 : osmium artificiel ; 2 : 3,7 % Ir-90,8 % Os ; 3 : 16,1 % Ir-74,5 % Os ; 4 : 32 % Ir-49,5 % Os-17 % Ru ; 5 : 72,5 % Ir-10 % Os-2 % Pt-2,3 % Fe-4 % Ru ; 6 : Iridium artificiel.

On remarque d'emblée sur la figure 2 la variation continue dans la forme des courbes lorsqu'on passe de l'osmium à l'iridium. On serait tenté de trouver une forme caractéristique pour les courbes 5 et 6 (structure iridium) qui se détachent nettement des quatre autres, mais il est

TABLEAU IV.

Composés osmium-iridium. Pouvoirs réflecteurs.

| | LONGUEURS D'ONDE EN ANGSTRÖMS | | | | | | | | | | | |
|---------------------------------|-------------------------------|-------|------|-------|-------|-------|-------|------|-------|------|-------|--|
| N° COMPOSITION CHIMIQUE | 4218 | 4309 | 4451 | 4578 | 4722 | 4868 | 5100 | 5311 | 5562 | 5829 | 6280 | |
| 1 Osmium artificiel | 64,5 | 64,5 | 64,8 | 65,4 | 65,55 | 65,35 | 65,25 | 64,0 | 62,25 | 58,6 | 55,2 | |
| 2 3,7 % Ir, 90,8 % Os | 64,5 | 64,5 | 65,0 | 65,55 | 65,55 | 65,7 | 65,4 | 64,3 | 62,8 | 59,9 | 55,8 | |
| 3 16,1 % Ir, 74,5 % Os | 67,4 | 67,45 | 67,9 | 68,4 | 68,2 | 68,1 | 68,5 | 67,1 | 65,15 | 61,5 | 58,3 | |
| 4 32 % Ir, 49,5 % OS 17 % Ru | 69,1 | 69,9 | 71,2 | 71,4 | 71,7 | 72,0 | 72,55 | 72,8 | 72,0 | 69,3 | 65,2 | |
| 5 72,5 % Ir, 10 % Os 4 % Ru | 70,85 | 72,2 | 73,2 | 74,7 | 75,8 | 77,85 | 78,5 | 79,5 | 80,0 | 78,4 | 77,15 | |
| 6 Iridium artificiel | 70,7 | 72,5 | 74,8 | 76,4 | 78,2 | 79,5 | 80,0 | 81,2 | 82,1 | 80,8 | 77,4 | |
| Erreur absolue ± | 0,4 | 0,3 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,3 | 0,7 | |

vraisemblable qu'un terme supplémentaire de teneur intermédiaire entre 50 % d'Os (courbe 4) et 10 % d'Os (courbe 5) supprimerait la discontinuité qui apparaît actuellement entre les deux familles.

On peut faire par ailleurs les remarques suivantes :

— les PR croissent régulièrement avec la teneur en iridium,

— cette croissance est beaucoup plus forte dans les grandes longueurs d'onde que dans les petites, ce qui provoque un évasement assez caractéristique dans le jaune et dans le rouge,

— la forme des courbes correspond bien au jaunissement observé visuellement quand on passe de l'osmium aux termes iridiés (augmentation régulière du rapport PR rouge/PR bleu).

Il aurait été intéressant de préciser le lien reliant la variation de pouvoirs réflecteurs et la variation de composition chimique, mais le petit nombre d'échantillons mesurés, et surtout le fait que ceux-ci n'étaient pas seulement binaires ne permettaient pas d'interpréter les résultats obtenus.

Il est vraisemblable également qu'une plus grande précision soit nécessaire dans les résultats de l'analyse chimique, dans la mesure des pouvoirs réflecteurs, etc...

Remarquons d'ailleurs que si on peut considérer comme valables les variations des PR pour

les différents minéraux, l'exactitude des valeurs absolues est encore sujette à caution, en particulier parce que les mesures ne sont pas faites en lumière réellement monochromatique.

Il reste néanmoins possible, étant donné l'importante variation des pouvoirs réflecteurs dans les grandes longueurs d'onde, d'évaluer semi-quantitativement la richesse en osmium ou en iridium d'un échantillon microscopique. On trouvera sur la figure 3 les courbes représentant la variation des pouvoirs réflecteurs (pour une longueur d'onde donnée) des osmiridiums mesurés en fonction de leur teneur en osmium.

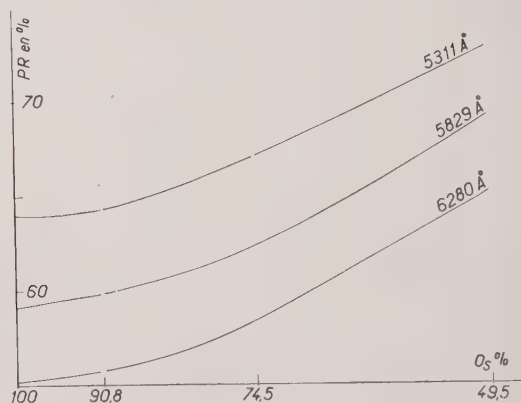


FIG. 3. — Variation du pouvoir réflecteur des composés Os-Ir en fonction de la composition.

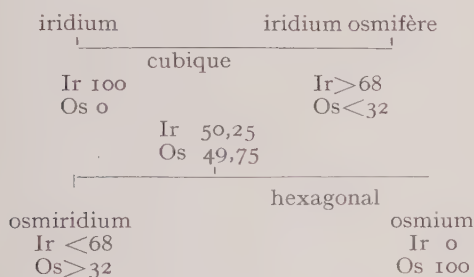
III. — NOMENCLATURE.

L'existence de l'osmium natif étant bien établie, nous avons été amenés à revoir la nomenclature des composés d'osmium et d'iridium, nomenclature qui nous est apparue peu claire.

En ce qui concerne l'osmium natif, signalons que Vernadsky (1909) avait proposé le nom d'osmite pour l'osmium natif *peut-être* présent parmi les grains d'iridosmine du Brésil et de l'Oural, il appliquait ensuite ce nom (1914) à un osmium iridié de Bornéo contenant 80 % d'Os, 10 % d'Ir et 5 % de Ru.

Nous ne pensons pas qu'il soit nécessaire de retenir ce nom, la dénomination osmium natif étant plus parlante, d'autant plus que le terme osmite avait déjà été employé par Hermann (1841) pour un osmiridium.

Nous avons vu qu'il existait deux séries différentes pour les composés d'osmium et d'iridium, un graphique va nous permettre d'en préciser la nomenclature.



Dans la série osmiridium-osmium, nous ne pensons pas qu'il soit nécessaire de prévoir des termes supplémentaires qui ne feraient que compliquer la nomenclature.

Par définition dans la série osmiridium-osmium, nous emploierons osmiridium pour les

termes contenant plus de 50,25 % d'iridium et d'osmium iridifère ou osmium pour les termes contenant de 49,75 à 100 % d'osmium. Nous redéfinissons ainsi le terme d'osmiridium qui originellement avait été appliqué à un composé contenant Ir 72,9, Os 24,5 et Fe 2,6 (Glocker, 1831).

Nous pensons donc qu'il n'y aurait plus lieu d'employer les termes suivants :

Iridosmine (iridosmium) qui vient d'iridisches osmium et qui a été employé par Breithaupt (1827, 1832) pour des composés contenant plus de 50 % d'osmium. C'est à tort que Beudant (1832) a appliqué ce nom à un iridium osmié analysé par Thomson.

Newjanskite et sisserskite (Haidinger, 1845), composés appartenant à la série osmiridium-osmium.

Ruthenosmiridium (Aoyama, 1936) qui est un osmium iridifère et ruthenifère.

Zvyagintzev a décrit (1934), sous le nom d'aurosirid, un composé cubique contenant 51,7 Ir, 25,5 Os, 3,5 Ru et 19,3 Au, ce minéral cubique fait peut-être partie d'une série ternaire iridium-osmium - or.

Nous tenons à remercier ceux qui nous ont aidés à réaliser cette étude, MM. Guillemin, Capitant, Caye, Phan et Pierrot, du B. R. G. M. qui nous ont soutenus par leurs conseils ou leurs travaux.

Nous adressons aussi nos très vifs remerciements aux Associated Electrical Industries Limited et en particulier au Dr G. A. Geach, Head, Physical Metallurgy Section qui nous ont aimablement fourni un échantillon d'osmium métal pour nos recherches.

Ce travail est publié avec l'approbation du Comité de Nomenclature qui s'est réuni le 14 juin 1961.

BIBLIOGRAPHIE

- AOYAMA (1936). — *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Jap., 527.
- BEUDANT (1832). — *Traité élémentaire de Minéralogie*, Paris, 2, 723.
- BREITHAUPT (1827). — *Edinburgh Phil. J.*, 3, 273.
- BREITHAUPT (1832). — *Vollständige Charakteristik des Mineral-System's*, 259.
- GLOCKER, E. F. (1831). — *Handbuch der Mineralogie*, Nürnberg, 490.
- HAIDINGER (1845). — *Handbuch der bestimmenden Mineralogie*, Vienne, 558.
- HERMANN (1841). — *J. prak. Chem.*, 23, 276.
- ORCEL, J. (1935). — *Arch. Mus. Hist. Nat.*, Paris, 6, 12, 171.
- PROUVOST, J. (1960). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 83, 265.
- VERNADSKY, V. I. (1909). — *Opvit Opisatelnoï Mineralogii*, St.-Petersburg, 1, 248.
- VERNADSKY, V. I. (1914). — Supplément à l'ouvrage précédent, 752.
- ZVYAGINTZEV, O. E. (1934). — *Dokl. Akad. Sci. U. R. S. S.*, 4, 176.
- ZVYAGINTZEV, O. E. (1936). — *Volume jubilaire Vernadsky*, Acad. Sci. U. R. S. S., 2, 807.
- ZVYAGINTZEV, O. E. (1938). — *Dokl. Akad. Sci. U. R. S. S.*, 18, 295.
- ZVYAGINTZEV, O. E. (1943). — *Ann. Sect. anal. phys. chim. Inst. Chim. gen. U. R. S. S.*, 16, 220.

COURTES NOTES

Bull. Soc. franç. Minér. Crist.

(1961). LXXXIV, 318-9.

Sur la présence de cornubite au cap Garonne (Var)

PAR Y. LAURENT ET R. PIERROT,

B. R. G. M., Paris.

Les premiers échantillons de cet arséniate de cuivre alors inconnu, avaient été trouvés au cap Garonne, en 1953, par J. Chervet. La rareté de ce minéral n'avait pas permis une étude complète, et l'insuffisance des données interdisait la création d'une nouvelle espèce.

Ayant de nouveau rencontré ce minéral, nous avons pu l'identifier à la cornubite, décrite en 1959 comme un arséniate dimorphe de l'érinite.

La cornubite du cap Garonne, se présente en petites globules vert malachite d'environ 2 mm de diamètre, à la surface lisse et vernissée. La cassure à éclat vitreux montre une texture rayonnée; elle présente également des zones d'accroissement du type malachite, correspondant probablement à différentes phases de dépôt. Elle se rencontre surtout sur les rosettes aplaties d'azurite et toujours associée à l'olivénite; sa densité mesurée sur 62 mg est de $4,40 \pm 0,05$.

Au microscope polarisant, la cornubite se résout en petits fragments transparents à translucides, verts, sans pléochroïsme apparent. Biaxe négatif. L'indice moyen, mesuré par comparaison avec des milieux liquides est compris entre 1,80 et 1,90. Il est impossible de préciser ces valeurs, le minéral se dissolvant rapidement dans ces liquides corrosifs. En milieu solide, l'un des deux indices du plan a pu être précisé: $n'_p = 1,87 \pm 0,01$, n'_g est aux environs de 1,90, mais déjà des craquelures apparaissent ainsi qu'un début de corrosion sur les bords des fragments.

Une analyse thermique différentielle, effectuée sur 40 mg, ne donne pas de phénomènes très nets. Cependant, entre 450° et 600°, de petits phénomènes thermiques ont été précisés. En effet, la cornubite chauffée à 500° pendant quelques heures présente un changement de structure; le corps obtenu n'a pas pu être déterminé; à 600°, il y a décomposition de la cornubite avec apparition de ténorite.

L'analyse quantitative a été effectuée sur 80 mg

de cornubite soigneusement triée sous loupe binoculaire. Le minéral a été maintenu à l'étuve à 105° pendant plusieurs jours et jusqu'à poids constant.

Cornubite cap Garonne.

M. BARRELET et H. VACHEY.

| | | | | |
|--|-------|-------|-----|--------------------------------|
| As ₂ O ₅ | 33,83 | 0,147 | 1 | As ₂ O ₅ |
| CuO..... | 59,29 | 0,742 | 5 | CuO |
| H ₂ O ⁺ | 6,64 | 0,369 | 2,5 | H ₂ O |
| | 99,76 | | | |
| Cu ₁₀ (AsO ₄) ₄ (OH) ₈ H ₂ O | | | | |

Cornubite Wheal Carpenter.

analyse originale

| | | | | |
|--|--------|-------|------|--------------------------------|
| As ₂ O ₅ | 35,07 | 0,152 | 1 | As ₂ O ₅ |
| CuO..... | 59,86 | 0,752 | 4,94 | CuO |
| H ₂ O..... | (5,07) | 0,280 | 1,84 | H ₂ O |
| | 100,00 | | | |
| Cu ₅ (AsO ₄) ₂ (OH) ₄ | | | | |

Un dosage d'eau effectué sur 59 mg a donné 4,1 % d'H₂O à 400° et 2,7 % à 600°, soit 6,8 % (Guillemin, Communication personnelle, 1960).

L'analyse du minéral de la Garonne, ainsi que l'analyse thermique différentielle semblent montrer l'existence d'une molécule d'eau de cristallisation. Cependant, il faut noter que les faibles quantités de cornubite utilisées pour les analyses ne permettent pas d'avoir une certitude sur ce point.

Il faut également considérer que le dosage de l'eau n'a pas été effectué dans l'analyse originale, mais calculée par différence.

Le diagramme de poudre obtenu est identique à celui fourni pour la cornubite originale (tableau I).

En conclusion, il nous a semblé intéressant de signaler la présence de ce rare minéral dans un gîte déjà très riche en arsénates divers.

TABLEAU I.

Cornubite Cap Garonne. Debye Scheerer. Cu K α . filtre Ni.
Chambre de 240 mm. (en Å).

| CORNUBITE | CAP GARONNE | CORNUBITE | CALD- BECK | CORNUBITE | CAP GARONNE | CORNUBITE | CALDBECK |
|-----------|----------------|-----------|---------------|-----------|----------------|-----------|----------|
| <i>d</i> | I | <i>d</i> | I | <i>d</i> | I | <i>d</i> | I |
| 5,36 | mf | 5,35 | 6 | | | | |
| | | 5,22 | I | 2,24 | a p v | 2,240 | 4 |
| | | 4,88 | I | 2,18 | a p v | 2,180 | 2 |
| 4,72 | FFF | 4,72 | 10 | 2,14 | a p v | 2,143 | 4 |
| | | 4,53 | I | 2,09 | mf | 2,090 | 6 |
| 4,30 | f | 4,31 | 4 | | | 2,071 | 5 |
| 3,91 | a p v | 3,93 | 2 | | | 2,027 | I B |
| 3,59 | f | 3,59 | 6 | | | 1,973 | 4 |
| 3,49 | FF | 3,49 | 8 | 1,961 | mf | 1,957 | 6 |
| | | 3,42 | I | 1,922 | fff | 1,919 | 4 |
| 3,33 | ff | 3,33 | 6 | | | 1,899 | I |
| 3,22 | ff | | | | | 1,853 | I |
| 3,10 | f | 3,10 | 6 | 1,828 | fff | 1,829 | 4 |
| 3,05 | f | 3,05 | 6 | 1,794 | fff | 1,797 | 4 |
| 2,98 | ff | 2,98 | 6 | 1,747 | mf | 1,747 | 6 |
| 2,93 | a p v | 2,932 | 6 | 1,720 | a p v | 1,720 | 2 |
| 2,87 | mF | 2,868 | 7 | | | 1,696 | I |
| 2,69 | FF | 2,688 | 9 | 1,669 | a p v | 1,662 | 4 B |
| 2,62 | a p v | 2,616 | 2 | 1,637 | a p v | 1,630 | I |
| 2,56 | FF | 2,562 | 10 | | | 1,608 | I |
| | | 2,525 | I | 1,594 | ff | 1,593 | 5 |
| 2,49 | FF | 2,489 | 10 | 1,574 | mF | 1,575 | 7 |
| | | 2,443 | 4 | | | 1,544 | I |
| 2,39 | a p v | 2,390 | 4 | 1,524 | mF | 1,524 | 7 |
| 2,36 | a p v | 2,358 | 5 | | | 1,515 | 6 |
| 2,31 | mF | 2,303 | 7 | 1,494 | mF | a,492 | 7 |
| 2,26 | a p v | 2,265 | 2 | 1,470 | ff | 1,467 | 5 |

BIBLIOGRAPHIE

- CLARINGBULL, G. F., HEY, H. et DAVIS, R. J. (1959). — *Mineral. Mag.*, G. B., 32, 1.
GUILLEMIN, C. (1952). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 75, 71.

Remarques sur l'épididymite

PAR M. CHRISTOPHE-MICHEL-LÉVY,

Laboratoire de Minéralogie-Cristallographie, Sorbonne.

L'épididymite et l'eudidymite sont deux minéraux très rares, de même composition chimique correspondant à la formule $\text{NaBeSi}_3\text{O}_7\text{OH}$, trouvés avec des roches alcalines, notamment au Groenland (Narsarsuk) et en Norvège (Langesundfjord).

Alors que leur structure cristalline est connue (Ito, 1934 et 1947), on trouve dans la littérature des données optiques contradictoires pour l'épididymite.

Nous avons donc revu la bibliographie, fait de nouvelles mesures sur les échantillons de la collection du Muséum national d'Histoire Naturelle, et obtenu les diagrammes de rayons X de poudre de l'épididymite et de l'eudidymite ci-dessous.

L'épididymite a été étudiée pour la première fois par Flink en 1893, dans des échantillons provenant du Groenland, où ce minéral est accompagné d'aegyrine, d'elpidite, de neptunite, entre autres. Il en donne une description complète (1894) et mesure les indices à la lumière du sodium,

$$n_g = 1,5688 \quad n_m = 1,5684 \quad n_p = 1,5645$$

Flink calcule l'angle $2V = 31^{\circ}4'$ à partir des indices, tout en notant qu'il n'est pas sûr de la mesure de n_m . Cet angle $2V$, il n'arrive pas à le mesurer directement, mais il lui semble qu'il est probablement plus petit ; en tous les cas, le minéral est *négatif*, contrairement à l'eudidymite ($2V = +30^{\circ}$). Malgré les restrictions de Flink, nous retrouvons cet angle de $31^{\circ}4'$ dans Dana (1899), dans Ito (1947), toujours négatif. Nous trouvons chez Larsen (1934) un angle de $23^{\circ} (+)$ (avec $n_g = 1,546$, n_m et $n_p = 1,544$), chez Böggild (1953), de nouveau $31^{\circ}4'$ mais $(+)$ (avec $n_g = 1,546$, $n_m = 1,544$, $n_p = 1,445$).

Or, les cristaux que nous avons eu l'occasion d'observer, qui proviennent de la localité type de Narsarsuk, sont *négatifs*, presque uniaxes ($2V$ est de l'ordre de 2 à 3°) ; ils sont assez dispersifs ; les indices, mesurés à la lumière du sodium, sont :

$$n_g = 1,543 \quad n_p = 1,540$$

Voici les distances réticulaires obtenues avec le rayonnement $K\alpha$ du cuivre sur les diagrammes de

poudre d'épididymite du Groenland et d'eudidymite de Norvège. Notons que le diagramme de poudre de l'épididymite a des raies plus intenses et mieux définies que celui de l'eudidymite.

| Épididymite Narsarsuk Groenland MNHN n° 98-274 | | Eudidymite Langesundfjord Norvège MNHN n° 95-20 | |
|---|-------|--|-------------|
| I | d | I | d |
| tf | 6,8 | m | 6,3 |
| m | 6,3 | tf | 4,9 |
| >f | 5,78 | tf | 4,38 |
| >f | 4,64 | f | 3,92 |
| m | 3,65 | >f | 3,68 |
| i | 3,40 | tf | 3,47 |
| tf | 3,22 | i | 3,38 |
| f | 3,17 | tf | 3,24 |
| i | 3,09 | i | 3,15 |
| i | 2,99 | m | 3,06 |
| tf | 2,88 | >f | 2,98 |
| f | 2,60 | f | 2,84 |
| m | 2,49 | tf | 2,59 |
| f | 2,40 | tf | 2,49 |
| f | 2,26 | tf | 2,38 |
| m | 2,13 | tf | 2,25 |
| tf | 2,07 | tf | 2,10 |
| tf | 2,023 | tf | 2,04 |
| tf | 1,965 | tf | 2,009 |
| f | 1,836 | m | 1,820 |
| >m | 1,799 | tf | 1,765 |
| tf | 1,747 | tf | 1,733 |
| tf | 1,703 | f | 1,689 |
| >f | 1,641 | f | 1,579 |
| tf | 1,589 | tf | 1,540 |
| >f | 1,545 | | |
| tf | 1,475 | | |
| tf | 1,451 | | |
| f | 1,390 | i | intense |
| f | 1,361 | m | moyen |
| f | 1,326 | f | faible |
| >m | 1,284 | tf | très faible |

BIBLIOGRAPHIE

- BÖGGILD, O. B. (1953). — *Medd. Grønland*, Danm., 309.
 DANA (1899). — 1^{er} suppl., 6^e édition.
 FLINK, G. (1894). — *Z. Kristallogr.*, Dtsch., 23, 353.

- ITO, T. (1934). — *Z. Kristallogr.*, Dtsch., 88, 142.
 — (1947). — *Amer. Mineral.*, 32, 442.
 LARSEN (1934). — *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 848.

Analyse ponctuelle d'une cassitérite zonée

PAR C. BAHEZRE, M. CAPITANT ET PHAN KIEU DUONG,
B. R. G. M., Paris.

Le microanalyseur à sonde électronique de Castaing, qui permet des analyses ponctuelles, est un instrument tout désigné pour l'étude des compositions des différentes parties d'un cristal zoné.

Si sur la surface polie de l'échantillon, nous considérons une droite recoupant les différentes zones, les enregistrements graphiques des variations des teneurs le long de cette droite permettent de suivre facilement les changements de composition quand on passe d'une zone à une autre.

Un échantillon de cassitérite d'assez grande dimension (5 à 6 cm) constitué d'octaèdres quadratiques maclés et appartenant à la collection de N. Varlamoff. (N. Varlamoff, 1949, échantillon n° 29 prélevé à Kalambo, Kalima, République du Congo, dans un filon de quartz situé dans le granite, près du contact) a été étudié par cette méthode.

Au microscope une lame mince taillée dans ce cristal montre des zones claires presque incolores et des zones de couleur rouge bordeaux ou orange très pléochroïques ; avec un fort grossissement on voit que ces zones colorées sont elles-mêmes composées de zones fines très serrées.

Les **analyses qualitatives** montrent que :

— les zones claires sont formées de SnO_2 pratiquement pur ;

— les zones colorées contiennent du titane, du fer et du tantale (le niobium n'a pas été décelé, mais il faut signaler que la microsonde a une faible sensibilité pour cet élément).

Variations relatives des teneurs en fer, titane et tantale dans les différentes zones. Quand on se déplace le long de la droite XX' (fig. 1) on voit que les teneurs en fer et surtout en tantale augmentent d'une façon remarquable dans les zones foncées. Les enregistrements permettent même de déceler des sous-zones invisibles sur la photo. Les variations de teneurs en titane sont moins sensibles, ce qui est dû à la position de la raie K α dans le spectre.

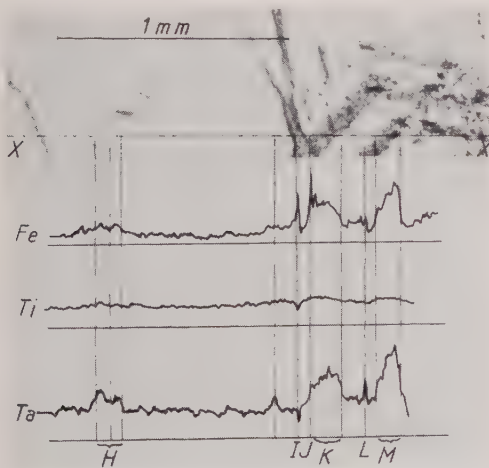


FIG. 1. — Variation des teneurs en Fe, Ti et Ta dans une cassitérite zonée, les teneurs augmentent dans les zones foncées (H, K, L, M). I et J correspondent à des fissures remplies d'oxydes de fer.

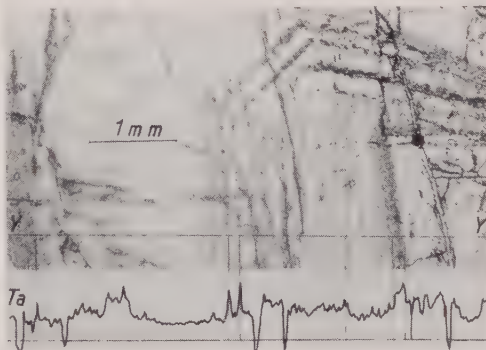


FIG. 2. — Variation de la teneur en tantale dans une cassitérite zonée.

— La deuxième figure montre les variations de teneurs en tantale qui sont particulièrement nettes.

Des **analyses quantitatives** ont été faites dans la zone M (photo 1), la plus riche en oligo-éléments. Les mesures faites sur dix points différents de la zone donnent les résultats moyens suivants, avec une précision de 5 % en valeurs relatives :

| | |
|---------|--------|
| Fe..... | 0,34 % |
| Ta..... | 0,72 % |
| Ti..... | 0,35 % |

Ces résultats montrent que des changements de coloration très nets peuvent correspondre à des variations de composition chimique relativement faibles et que le tantale semble jouer un rôle important dans ces colorations.

La même étude répétée sur d'autres cristaux morphologiquement différents et provenant de gisements divers devrait fournir des renseignements intéressants sur la géochimie des cassitérites et leurs conditions de genèse.

BIBLIOGRAPHIE

VARLAMOFF N. (1949). — *Ann. Soc. géol. Belg.*, LXXII, B, 289.

Bull. Soc. franç. Minér. Crist.
(1961). LXXXIV, 322-3.

Étude cristallographique de deux composés du type phénacite

PAR A. DURIF,

Laboratoire d'Électrostatique et de Physique du Métal, Grenoble.

Les composés du type $A^V B^{III} LiO_4$ sont peu nombreux ; on ne peut guère citer que deux composés naturels, les orthophosphates de fer-lithium et de manganèse-lithium : $PO_4 FeLi$ et $PO_4 MnLi$ (tri-phylite et lithiophylite), tous deux du type olivine.

La présente étude décrit deux composés nouveaux du type $A^V B^{III} LiO_4$: les vanadates et arsénates de lithium-zinc qui appartiennent tous deux au type phénacite.

Préparation.

Ces deux composés se préparent facilement en calcinant à 700° C pendant deux jours, après une montée lente en température, le mélange du pentoxyde avec les quantités correspondantes de carbonate de lithium et de nitrate de zinc.

On peut aussi opérer par décomposition du mélange des nitrates avec le même traitement thermique.

Étude cristallographique.

L'étude des diagrammes Debye-Scherrer montre que l'on a affaire à des composés, tous deux rhomboédriques, isotypes de la phénacite.

On peut considérer ces composés comme dérivant de la phénacite par un schéma de substitution du type



Ceci est à notre connaissance le premier exemple d'introduction de cations pentavalents dans un réseau du type phénacite.

Le tableau I rassemble les principales caractéristiques de ces deux composés. Le tableau II donne le dépouillement d'un diagramme de vanadate de lithium-zinc effectué à la radiation du cobalt.

TABEAU I.

| FORMULES | MAILLES HEXAGONALES | | MAILLES RHOMBOÉDRIQUES | | P_M | D_x |
|-----------------------|---------------------|-------|------------------------|----------|--------|------------------------|
| | a_H | c_H | a_R | α | | |
| $VZnLiO_4$ | 14,10 Å | 9,498 | 8,783 | 107° 45' | 187,27 | 3,36 g/cm ³ |
| $AsZnLiO_4$ | 14,00 | 9,383 | 8,670 | 107° 44' | 211,23 | 3,94 |

TABLEAU II.

Dépouillement d'un diffractogramme de VZnLiO_4 effectué à la radiation du cobalt.

| hkl | d obs. | I obs. | hkl | d obs. | I obs. | hkl | d obs. | I obs. |
|-------|----------|--------|-------|----------|--------|-------|----------|--------|
| 110 | 7,09 | 8 | 303 | 2,506 | 5 | 630 | 1,549 | 13 |
| 012 | 4,44 | < 1 | 223 | 2,364 | 48 | 306 | 1,476 | < 1 |
| 211 | 4,18 | 12 | 600 | 2,050 | 12 | 713 | 1,448 | 54 |
| | | | 413 | | | | | |
| 300 | 4,10 | 20 | 520 | 1,969 | 14 | 550 | 1,419 | 5 |
| 220 | 3,56 | 64 | 333 | 1,896 | 42 | 633 | 1,391 | 24 |
| | | | | | | | | |
| 212 | 3,32 | < 1 | 603 | 1,720 | 14 | 416 | 1,363 | 24 |
| 131 | 3,21 | < 1 | 523 | 1,672 | 8 | | | |
| 113 | 2,897 | 100 | 710 | 1,629 | 18 | | | |
| 140 | 2,684 | 100 | 006 | 1,583 | 18 | | | |

Bull. Soc. franç. Minér. Crist.

(1961). LXXXIV, 323-4.

Enregistrement de la variation continue des facteurs de structure en fonction des coordonnées atomiques

PAR G. TSOUCARIS,

Laboratoire de cristallographie appliquée, Centre National de la Recherche Scientifique,
Bellevue, Seine-et-Oise, France.

Les calculs des facteurs de structure sont effectués de plus en plus à l'aide de machines électro-
niques rapides (I. B. M., Bull. S. E. A., etc.). Mal-
heureusement ces machines sont rarement à la
disposition immédiate du chercheur. De plus, au
cours des premiers stades de la détermination
d'une structure il est souvent nécessaire de modi-
fier les coordonnées d'un seul atome ou de quelques
atomes de la structure d'essai : l'accord entre les
valeurs observées et calculées des facteurs de struc-
ture est le premier critère qui permet de savoir si
les modifications des coordonnées envisagées sont
correctes ; il est alors très utile de connaître rapi-
dement les valeurs calculées des facteurs de struc-
ture.

L'appareil décrit permet d'obtenir ces valeurs
par simple lecture d'un voltmètre, pour une varia-
tion continue des coordonnées atomiques, dans
l'espace à deux dimensions.

Principe.

L'appareil permet de calculer les expressions ⁽¹⁾ :

$$F_{hk} = \sum_n f_n \cos 2\pi h x_n \cos 2\pi k y_n \quad (I)$$

ou : h et k sont des nombres entiers,

(1) On écrira indistinctement cos ou sin.

x_n et y_n sont des angles exprimés en fraction de
cycle,

f_n est une constante associée à h, k .

La valeur de chaque terme de la série à sommer
est représentée par une différence de potentiel. Le
nombre maximum de termes pouvant être intro-
duit est de 16. Une source d'alimentation stabi-

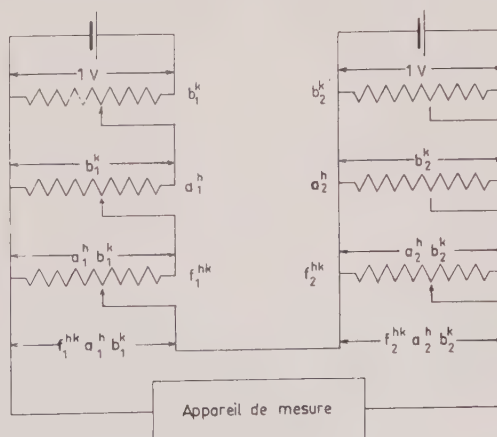


FIG. 1. — Schéma illustrant le principe de l'appareil.

lisée de 1 V propre à chaque terme est suivie de trois potentiomètres montés en cascade qui permettent de réduire la tension initiale à une tension numériquement égale à (fig. 1) :

$$f_n \cdot \cos 2\pi h x_n \cdot \cos 2\pi k y_n$$

Les valeurs de $\cos 2\pi k x$ et $\sin 2\pi h x$ sont données par des tables (par exemple « Numerical Structure Factor Tables » de M. J. Buerger, pour h compris entre 0 et 30 et x compris entre 0 et 1 000 millicycles).

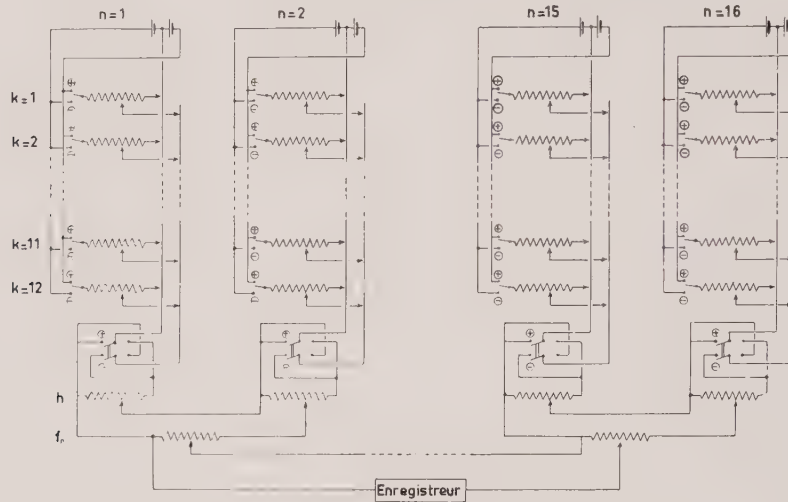


FIG. 2. — Schéma de l'ensemble du montage.

La mise en série des tensions de sortie effectuée automatiquement la sommation désirée. La figure 2 représente l'ensemble du montage.

Utilisation.

a : Calcul de l'ensemble des facteurs de structure relatifs à une projection.

Le calcul est conduit de la façon suivante :

— pour une valeur donnée de h (une rangée du réseau réciproque) :

— les valeurs de $\cos 2\pi h x_n$ sont affichées sur les potentiomètres h correspondants,

— les valeurs de $\cos 2\pi k y_n$ où $k = 1, 2, \dots, 12$, sont affichées pour toute la durée du calcul sur les 12 potentiomètres k correspondants,

— enfin les valeurs de f_n sont affichées sur le dernier potentiomètre de la cascade.

Si une constante f_n est commune pour plusieurs termes, un système de fiches permet la mise en série des tensions de sortie correspondantes réalisant ainsi la somme : $\cos 2\pi k y_i \cos 2\pi h x_i$.

Un commutateur permet de mettre en circuit successivement chacun des 12 potentiomètres k : l'enregistreur fournit alors les valeurs des 12 expressions successives de F_{hk} ;

Pour obtenir ensuite les valeurs de F_{hk} pour une autre valeur de h , il suffit d'afficher les nouvelles valeurs de $\cos 2\pi h x_n$ sur les potentiomètres h : le simple jeu du commutateur fournira 12 valeurs nouvelles de F_{hk} , et ainsi de suite.

Les résultats sont fournis rapidement par l'enregistreur sous forme de courbe en paliers.

b : Variation des valeurs des facteurs de structure relatifs à une rangée du réseau réciproque en fonction des coordonnées atomiques.

On affiche comme précédemment les valeurs de $\cos 2\pi k y_n$ pour $k = 1, 2, \dots, 12$ et $\cos 2\pi h x_n$ pour la valeur de h choisie ; en vue de la détermination approximative des coordonnées x_n on commence en principe par $h = 1$.

En faisant varier la valeur de $\cos 2\pi h x_n$ affichée sur le potentiomètre correspondant au $n^{\text{ième}}$ atome, on obtient par lecture du voltmètre les variations du facteur de structure en fonction de x_n .

Le simple jeu du commutateur permet d'examiner successivement la variation des 12 facteurs de structure F_{1k} (où k varie de 1 à 12) en fonction du paramètre x_n .

Une légère modification du montage permet d'enregistrer automatiquement les courbes de F_{hk} en fonction de x_n :

Le potentiomètre linéaire correspondant au $n^{\text{ième}}$ atome est remplacé par un potentiomètre sinusoïdal du type « rotapot » (si la tension d'entrée est V_0 et si le curseur fait un angle α avec l'origine, la tension de sortie de ce potentiomètre est $V_0 \cos \alpha$).

La rotation à vitesse constante du curseur de ce potentiomètre, à l'aide d'un moteur synchrone à celui de l'enregistreur, permet l'enregistrement de la courbe désirée.

Présence de chenevixite au Hoggar

PAR R. PIERROT ET J. WALTER,
B. R. G. M., Paris et B. R. G. M., Alger.

A 250 km de Tamanrasset, sur la feuille Laouni, affleurent une série de batholites granitiques tardifs s'échelonnant selon deux grands axes NE-SO et NS.

Ces massifs de granites jeunes sont plus ou moins minéralisés en wolfram, l'adras Renaissance peut être considéré comme le plus important.

Renaissance (α 5° 28', γ 20° 47') est un granite albitique à biotite dont l'encaissant est composé de granites migmatitiques d'âge pharusien à nombreux filons d'aphtes.

La minéralisation en wolfram est particulièrement localisée de part et d'autre du massif : au NE dans un champ filonien ; au SO dans une coupole de greisen appelée Ursule.

Située à 350 m au SO du massif, cette coupole se présente grossièrement sous forme d'un dôme de 400 m de diamètre et de 75 m d'altitude au-dessus du reg environnant.

Très irrégulièrement érodée, elle laisse apparaître une structure générale annulaire marquée par des épaulements de greisen riche en quartz et wolframite. Ces épaulements semblent liés à une calotte quartzeuse située sur la partie supérieure d'un batholite granitique, n'affleurant pas à Ursule.

Il y a tout lieu de croire que ce batholite correspond à une apophyse de Renaissance.

La grosse masse formant l'ensemble de la coupole est un greisen composé de quartz abondant, de restes de feldspaths potassiques, de micas blancs

et topaze. Le greisen typique est pratiquement absent.

La chenevixite se trouve liée à une pegmatite d'origine pneumatolitique affleurant sur le flanc est de la coupole.

Quelques cristaux de pyromorphite sont visibles dans les concentrations de limonites, de beaux cristaux de wolfram sont liés au quartz de la pegmatite.

La chenevixite se présente en enduits et en masses pulvérulentes vert jaunâtre dans les cassures du quartz ; elle est souvent associée à des limonites rouges, parfois, de petites masses plus dures, vert olive clair, se rencontrent dans des zones noires altérées.

L'analyse microchimique qualitative a montré la présence d'arsenic (à l'exclusion du phosphore), de cuivre et de fer. Le diagramme de rayons X obtenu est identique à celui fourni par la chenevixite de Cornouailles et celle de San-Domingo de la Pena.

Chambre 240 mm, CuK α filtre Ni.

| | | | | |
|----------|----------|----------|----------|-----------|
| 9,98 ff | 4,20 apv | 3,06 ff | 2,46 mF | 2,06 fff |
| 6,39 apv | 3,83 apv | 2,97 ff | 2,38 fff | 1,98 ff |
| 5,37 fff | 3,53 F | 2,85 apv | 2,23 fff | 1,602 f |
| 4,94 apv | 3,30 mf | 2,77 apv | 2,22 fff | 1,503 fff |
| 4,44 ff | 3,17 apv | 2,56 mF | 2,14 fff | 1,474 ff |

Il nous a paru intéressant de signaler un nouveau gisement de cette rare espèce.

Nouvelles minéralisations dans le massif du Sheyvardagh, Azerbaïdjan, Iran

PAR P. BARIAND ET V. ZIEGLER,

Laboratoire de Minéralogie-Cristallographie, Sorbonne. Commissariat à l'Énergie Atomique.

AVEC LA COLLABORATION DE MM. V. ISSAKHANIAN ET H. VASSIGH,

Ingénieurs au Ministère de l'Industrie et des Mines de Téhéran, Iran.

Le massif de Sheyvardagh est situé à une trentaine de kilomètres, nord-nord-ouest de la petite ville d'Ahar dans l'Azerbaïdjan à l'est de Tabriz. Une piste carrossable existe jusqu'au village de Zendabad altitude : 1 800 m ; les points élevés de la chaîne culminant à 2 700 m environ.

La bordure sud de ce massif est orientée est-ouest. Elle est constituée par une série calcaire métamorphisée par un granite. Le contact est très grossièrement concordant avec l'orientation générale des plis ; la largeur de l'auréole métamorphique est variable et son maximum dans la partie étudiée se situe au nord de Zendabad, où elle atteint presque 1 000 m.

Les roches constituant cette auréole vont d'un calcaire silicifié assez homogène jusqu'à un calcaire très chargé en silicates : diopside, hornblende, grenats, etc., avec de très beaux faciès de passage

montrant des alternances de lits à silicates séparés par des lits de calcite.

Au nord de Zendabad au voisinage du contact existe un banc puissant de grenatites (10-20 m de puissance) d'une longueur de 300 m environ. Après une interruption de 800 m il reprend sur 150 m à l'ouest du tronçon précédent. Deux apophyses granitiques endomorphisées en diorite recoupent la série métamorphique dans la même zone formant un angle très aigu avec le contact. Au-delà de ce dernier, vers le nord la roche cristalline apparaît tout d'abord sous forme de diorite à hornblende.

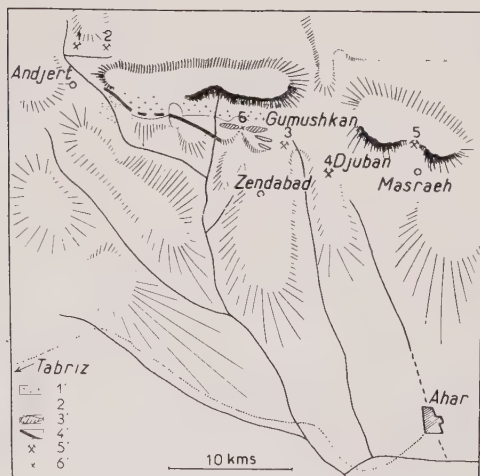


FIG. 1 a.

1' : cristallin ; 2' : sédimentaire récent ; 3' : grenatite ; 4' : faille ; 5' : mines ; 6' : indice.

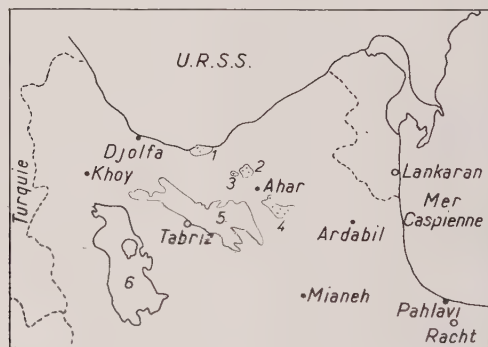


FIG. 1 b. — Azerbaïdjan.

1 : Massif granitique de Goulan ; 2 : Massif granitique de Zendabad ; 3 : Sungun ; 4 : Massif granitique du Savalend ; 5 : Bassin détritique ; 6 : Lac de Rezaieh.

En pénétrant plus avant dans le massif en direction du nord cette roche s'appauvrit graduellement en hornblende et du quartz apparaît de plus en plus abondant ainsi que de la biotite. Enfin à 1 km environ du contact la roche cristalline se présente sous la forme d'un granite tout à fait banal, qui constitue les crêtes du massif. Ce dernier présente,

surtout vers les bordures, des filons aplitiques et de petites passées pegmatitiques. Le seul élément tectonique important, postérieur à la mise en place du massif, trouvé dans la région étudiée est un système de fracturation suivi sur 7-8 km, le long de la limite sud-ouest du massif. Ce système débute à l'est par une zone bréchique à ciment calcaire de 15-20 m de puissance dans les calcaires silicifiés. Vers l'ouest il coupe ensuite un recouvrement de calcaires postérieurs au métamorphisme, ces calcaires reposent en discordance sur le contact cristallin de l'auréole métamorphique qu'ils masquent en partie ; abaissant d'une cinquantaine de mètres le compartiment sud. Cet accident se retrouve ensuite sous forme d'une brèche calcédonieuse, peu épaisse, au sein du cristallin, non loin du contact. Enfin vers l'extrémité ouest il prend une ampleur considérable formant une brèche calcédonieuse puissante de 15 m environ qui matérialise le contact du massif avec les formations récentes situées au sud. Elle est alors fortement rubéfiée. Les éléments de la brèche sont du cristallin inten-

mètres comporte une abondante minéralisation en chalcopryrite accompagnée d'espèces secondaires : malachite abondante et azurite. Dans une zone séparée de celle riche en cuivre nous avons découvert de la molybdénite accompagnée de chalcopryrite moins abondante. En lumière ultraviolette on observe des mouches jaunes de molybdite.

Mine de Djuban.

Cette mine est située approximativement à 7 km, à l'est-nord-est de Zendabad. Elle est actuellement en cours de traçage. Le filon est situé à environ 2 500 m au sud du cristallin et à une direction est-ouest, grossièrement parallèle au contact. Dans cette région l'auréole métamorphique, affectant toujours la même série calcaire, prend un développement particulièrement important. Les faciès très divers montrent des variations rapides et nombreuses. La mine est située dans une roche assez homogène formée essentiellement de plagioclases (de l'ordre du quart de centimètre) et comportant accessoirement un peu de diopside et de hornblende. Le quartz n'apparaît pas macroscopiquement. L'étude géologique détaillée de cette région très complexe n'a pu être poussée plus avant faute de temps et de fond topographique suffisant.

Le minerai se compose essentiellement de blende type marmatite, on trouve en moindre abondance de la galène, de la chalcopryrite et de la pyrite. Dans certaines zones cette dernière s'isole parfois en masses importantes. Les minéraux secondaires sont rares : cérusite, smithsonite, willemite, azurite, malachite.

Des mesures radiométriques sur les déblais et dans les travaux ont permis de déceler des anomalies assez fortes (jusqu'à 20 mouvements propres). La répartition de la radioactivité présentant des variations très brutales à l'échelle de l'échantillon, conduisait à supposer la présence de minéraux primaires d'uranium. Une étude en sections polies effectuée par J. Geffroy (C. E. A.) et J. Lissillour (C. E. A.) a permis de confirmer la présence de pechblende. Celle-ci se présente en concrétions caractéristiques, nettes mais petites (1/100 mm) localisées dans les fissures de la blende et dans des agrégats non compacts de plages quartzzeuses et de produits d'aspect phylliteux, dans une paragenèse à galène, cuivre gris, chalcopryrite et pyrite.

Nous devons signaler la découverte d'une forte anomalie (huit mouvements propres) correspondant à une diacalse argileuse (est-ouest) du granite dans le travers-banc de la mine de cuivre de Masraeh. Cette dernière est située à une trentaine de kilomètres au nord d'Ahar ; il s'agit d'une minéralisation en chalcopryrite dans une grenatite d'orientation est-ouest au contact du granite.

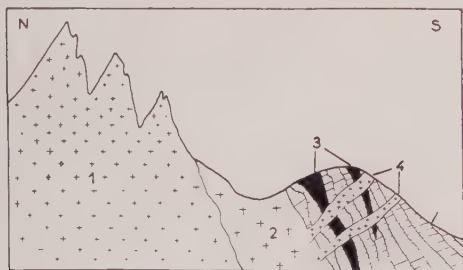


Fig. 2. — Sheyvardagh. Coupe schématique au nord de Zendabad.

1 : granite ; 2 : diorite ; 3 : grenatites ; 4 : apophyses ; 5 : calcaires.

sément mylonitisé. Le contour du massif emprunte à cet endroit (à l'est du village d'Andjert) une direction approximativement nord-sud. Il est probable que l'on puisse suivre le prolongement de cette fracture dans les terrains récents constituant le flanc opposé de la vallée d'Andjert, mais notre étude s'est arrêtée là. Les directions prédominantes des diaclases dans la partie sud du massif sont est-ouest et nord-sud. Quelques-unes sont légèrement rubéfiées. Aucune autre manifestation tectonique ne semble affecter la frange sud du massif, au contraire la roche y semble extrêmement saine.

Minéralisations liées au massif.

Dans le banc de grenatites situé au nord de Zendabad nous avons trouvé un intéressant indice de cuivre. La roche sur une puissance de plusieurs

BIBLIOGRAPHIE

LADAME, G. (1945). — *Les ressources métallifères de l'Iran*. *Schweiz. Mineral. petrogr. Mitt.*, 25, n° 1.

| | [111] _{cube} | | | | | | | | | |
|--|--------------------------|-------------------|-------------------|----|-------------------|-------------------|----|-------------------|-------------------|----|
| | ou [00.1] _{hex} | | | | | | | | | |
| | A | B | A | B | C | B | C | A | C | A |
| CaF ₂ | Ca | F | F | Ca | F | F | Ca | F | F | Ca |
| Mn ₂ O ₃ | Mn | O _{0,75} | O _{0,75} | Mn | O _{0,75} | O _{0,75} | Mn | O _{0,75} | O _{0,75} | Mn |
| Coordonnée z _h exprimée en 1/12 | 0 | 1 | 3 | 4 | 5 | 7 | 8 | 9 | 11 | 12 |
| | période d'identité | | | | | | | | | |

où $O_{0,75}$ représente un plan ne contenant que des ions oxygène dans lequel $1/4$ des nœuds du réseau hexagonal reste inoccupé. La répartition des lacunes dans chacun de ces plans conserve la même configuration. Elle est donnée par la figure 1.

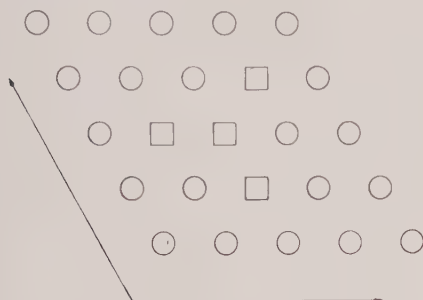


FIG. 1. — Répartition des lacunes et des ions oxygène dans un plan $(111)_{cub}$ de la structure Mn_2O_3 .

○ = ion oxygène.

□ = site inoccupé ou lacune d'oxygène.

Enfin, si l'on tient compte de la position relative des plans d'oxygène décrite ci-dessus, la disposition des lacunes d'oxygène dans la maille hexagonale est représentée dans la figure 2.

Le réseau Mn_2O_3 constitue un type important dont les oxydes de terre rare adoptent la structure. L'analyse précédente montre qu'il présente de

grandes analogies avec la structure fluorine. Les travaux portant sur les systèmes formés par les oxydes de terre rare avec les oxydes tétravalents ont effectivement montré :

1 : la possibilité de formation de solutions solides étendues (Collongues R., Perez y Jorba M. et

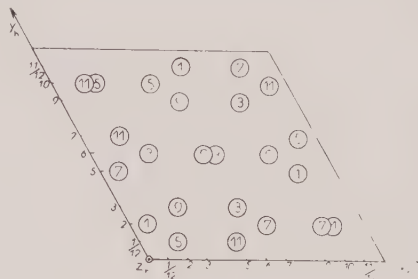


FIG. 2. — Projection des lacunes d'oxygène du réseau Mn_2O_3 sur un plan (111) .

○ x = lacune d'oxygène de coordonnée $z_h = \frac{x}{12}$.

Lefèvre J., 1961), ou même continues (Brauer G. et Gradinger H., 1954) lorsque l'oxyde tétravalent possède la structure CaF_2 ;

2 : la stabilisation de la structure fluorine lorsque l'oxyde tétravalent tel ZrO_2 présente deux variétés allotropiques (Lefèvre J., Collongues R. et Perez y Jorba M., 1959).

BIBLIOGRAPHIE

BRAUER, G. et GRADINGER, H. (1954). — *Z. anorg. allg. Chem.*, Dtsch., 276, 209.
 COLLONGUES, R., PEREZ Y JORBA, M. et LEFEVRE, J. (1961). — *Bull. Soc. chim., Fr.*, 70.
 LEFEVRE, J., COLLONGUES, R. et PEREZ Y JORBA, M.

(1959). — *C. R. Acad. Sci., Paris*, 249, 2329.
 PAULING, L. et SHAPPELL, M. D. (1930). — *Z. Kristallogr. Mineralog. Petrogr.*, 75, 128.

Revue des espèces minérales nouvelles

PAR C. GUILLEMIN, F. PERMINGEAT ET R. PIERROT,
B. R. G. M., Paris.

ABRÉVIATIONS UTILISÉES :

| | | |
|---|----------------------------|--------------------------------------|
| <i>Chim.</i> — Propriétés chimiques. | <i>Disc.</i> — Discussion. | <i>Obs.</i> — Observations. |
| <i>Crist.</i> — Propriétés cristallographiques. | <i>Etym.</i> — Étymologie. | <i>Opt.</i> — Propriétés optiques. |
| | <i>Gis.</i> — Gisements. | <i>Phys.</i> — Propriétés physiques. |

BATISITE

S. M. KRAVCHENKO, E. V. YLASOVA, N. G. PINEVICH. — Un nouveau minéral : la batisite. *C. R. Acad. Sci. U. R. S. S.*, 1960, 133, 657.



Crist. — Rhomboédrique. $a : b : c = 0,755 : 1 : 0,584$. $a = 10,41 \text{ \AA}$, $b = 13,85 \text{ \AA}$, $c = 8,06 \text{ \AA}$.
Premières raies du diagramme de poudre (en K X) :

| | | | | | | | |
|------|-----|------|-----|-------|-----|-------|-----|
| 3,39 | 5 | 2,30 | 1,5 | 1,84 | 1 | 1,525 | 2 |
| 3,20 | 3 | 2,23 | 1,5 | 1,75 | 1,5 | 1,483 | 1,5 |
| 2,91 | 10 | 2,16 | 5 | 1,68 | 5 | 1,440 | 1 |
| 2,66 | 1,5 | 2,09 | 4 | 1,594 | 2 | 1,390 | 1 |
| 2,62 | 3 | 2,02 | 1,5 | 1,558 | 3 | 1,356 | 1 |

Phys. — En cristaux brun rouge, allongés suivant l'axe c , aplatis sur (010) et atteignant $10 \times 5 \times 2 \text{ cm}$. Faces observées : (010) (150) (110) (310) (001) (011) (031). Dureté ≈ 6 , fragile, clivage moyen suivant (100) (010) et (001) — $d = 3,432$, non électromagnétique ; piézoélectrique.

Opt. — Fortement pléochroïque, incolore suivant n_p , jaune marron suivant n_m et brun-rouge suivant n_g . $2 V (+) = 7^\circ \pm 30'$, $r < v$.

$$n_p = 1,730, n_m = 1,735, n_g = 1,791.$$

Chim. — A. B. BIKOVA.

| | |
|-------------------------------|-------|
| SiO_2 | 39,00 |
| Al_2O_3 | 0,90 |
| TiO_2 | 22,00 |
| Nb_2O_5 | 0,36 |
| Fe_2O_3 | 1,80 |
| ZrO_2 | 1,90 |
| BaO | 22,00 |
| CaO | 0,27 |
| SrO | 0,03 |
| à reporter | 88,26 |

Report 88,26

| | |
|------------------------------|-------|
| MnO | 0,09 |
| Na_2O | 8,40 |
| K_2O | 2,60 |
| H_2O^+ | 0,50 |
| | 0,10 |
| | 99,95 |

Gis. — Dans les pegmatites à ægyrine et microcline du massif d'Inagline (Aldan Central).

Etym. — D'après les symboles des éléments principaux Ba et Ti.

Obs. — Les auteurs comparent la batisite aux autres silicates de Ba et Ti et montrent que ce minéral est différent.

DIXEYITE

VLADI MARMO. — Dixeyite, a new natural hydrous aluminium silicate. *Schw. Mineral. Petrog. Mitt.*, 1959, 39, 125.



Crist. — Cubique $a = 15,2 \text{ \AA}$; l'auteur note que les valeurs obtenues par indexation présentent quelques variations ($a = 7,369$ à $7,774$). Il suggère que le réseau n'est pas exactement cubique ; en prenant $a = 7,6$ on trouve 22,55 atomes d'oxygène par maille. En conséquence l'auteur propose pour a la valeur double de $15,2 \text{ \AA}$. Diagramme de poudre :

| | | | |
|---------|--------|--------|----------------------------|
| 3,32 F | 2,15 f | 3,40 F | |
| 3,09 F | 2,01 f | 3,19 F | |
| 2,69 ff | 1,83 f | 2,74 d | ($d = \text{distincte}$) |
| 2,33 d | 1,79 f | 2,58 d | |
| 2,27 F | 1,68 f | 2,46 d | |

Phys. — Incolore, isotrope, $d = 2,51-2,52$, $n = 1,5057$.

Chim. — A. HEIKKINEN.

| | | |
|--------------------------------------|--------|--|
| SiO ₂ | 51,72 | |
| TiO ₂ | 0,55 | |
| Al ₂ O ₃ | 21,15 | le produit analysé a été sé- |
| Fe ₂ O ₃ | 2,68 | paré de la roche par den- |
| FeO..... | 2,76 | sité. Ce produit est « en |
| MnO..... | 0,15 | prédominance » du miné- |
| MgO..... | 2,17 | ral inconnu mais contient |
| CaO..... | 2,56 | également de la horn- |
| Na ₂ O..... | 0,34 | blende et du quartz. |
| K ₂ O..... | 0,32 | L'analyse de la roche |
| P ₂ O ₅ | 0,45 | d'origine permet par com- |
| CO ₂ | 0,00 | paraison d'obtenir la com- |
| H ₂ O ⁺ | 10,26 | position de la dixeyite. |
| H ₂ O ⁻ | 5,13 | Al ₂ O ₃ (4-5) SiO ₂ (3-4) H ₂ O |
| | 100,14 | |

Gis. — Monts Kangari, Sierra Leone, dans des amphibolites.

Ety. — En l'honneur du Dr F. DIXEY, premier géologue appointé par le gouvernement de la Sierra Leone.

Disc. — Description insuffisante pour justifier un nouveau nom.

GUERINITE

E. I. NEFEDOV. — Guerinite, un nouveau minéral. *Mater. VSEGEI, n. ser.*, n° 45 (mineral Sborn. n° 2), 1961, 113.



Crist. — Monoclinique ou triclinique (?).

Raies du diagramme de poudre :

| | | | | | | | |
|------|---|------|---|------|---|------|---|
| 4,06 | 3 | 3,26 | 5 | 2,69 | 5 | 2,08 | 2 |
| 3,88 | 6 | 3,05 | 1 | 2,47 | 5 | 2,03 | 3 |
| 3,65 | 4 | 2,93 | 4 | 2,32 | 3 | 1,92 | 3 |
| 3,48 | 7 | 2,83 | 4 | 2,22 | 1 | 1,87 | 8 |
| 3,33 | 1 | 2,79 | 4 | 2,14 | 3 | 1,80 | 2 |

Phys. — Cristaux rares, imparfaits atteignant au maximum 0,2 à 0,3 mm, plaquettes très minces et allongées, couleur blanche. Clivage parfait suivant le plan des plaquettes, moyen parallèle à l'allongement.

Dureté = 1 1/2, $d = 2,76$.

Opt. — Biaxe négatif — 2 V = 7 à 15° dispersion forte $r > v$ et plus rarement $r < v$.

$$n_p = 1,574$$

$$n_m = n_g = 1,582.$$

Chim. — Le biarséniate pentacalcique décahydraté obtenu synthétiquement par le Prof. GUÉRIN, donne le même diagramme de poudre. L'auteur attribue la même formule au minéral naturel. L'analyse spectrographique montre As et Ca comme

éléments principaux et Mg comme élément secondaire.

Gis. — Dans les collections de l'Université de Leningrad, l'un des échantillons provient de la mine Daniel à Schneeberg (Saxe), l'autre de Riechelsdorf.

Ety. — En l'honneur du Professeur GUÉRIN, Faculté des Sciences d'Orsay, qui obtint le corps synthétique.

Disc. — Il faut regretter l'absence d'analyse chimique et même simplement d'un dosage de l'eau dans le minéral naturel ; la présence de Mg comme « élément secondaire » serait à préciser, cependant l'un de nous étudiant cette série de minéraux, les connaissances acquises permettent de considérer cette nouvelle espèce comme valable.

KENNEDYITE (KARROOITE)

O. VON KNORRING, K. G. COX. — Kennedyite, a new mineral of the pseudobrookite series. *Miner. Mag.*, 1961, 32, 676.



Crist. — Isostructural avec la pseudobrookite ; orthorhombique.

$$a = 9,77 \text{ \AA}, b = 0,95 \text{ \AA}, c = 3,73 \text{ \AA}.$$

Premières raies du diagramme de poudre (en Å) :

| | | | | | | | |
|-------|----|-------|---|-------|---|-------|----|
| 4,88 | F | 2,403 | f | 1,843 | f | 1,529 | f |
| 3,485 | FF | 2,217 | f | 1,746 | f | 1,490 | ff |
| 2,855 | ff | 2,195 | f | 1,661 | f | 1,419 | ff |
| 2,743 | F | 1,970 | f | 1,631 | f | 1,370 | ff |
| 2,450 | m | 1,865 | F | 1,544 | m | 1,350 | ff |

Phys. — Cristaux allongés, striés, de 2 mm de long, éclat métallique, couleur brun sombre, $d = 4,07$.

Chim.

| Analyse par | | Rapports moléculaires | |
|------------------------------------|--------|--------------------------------|---|
| P. VON KNORRING | | calculées pour O_{10} | |
| TiO ₂ ... | 60,33 | 3,27 | |
| Al ₂ O ₃ ... | 2,15 | 0,09 | la formule est « ar- |
| Fe ₂ O ₃ .. | 28,77 | 0,78 | rondie » à : |
| Cr ₂ O ₃ ... | 0,37 | 0,015 | Fe ₂ MgTi ₃ O ₁₀ |
| FeO.... | 2,00 | 0,12 | |
| MnO.... | 0,07 | 0,00 | |
| MgO.... | 6,45 | 0,69 | |
| | 100,14 | | |

Ety. — En l'honneur du professeur W. Q. KENNEDY.

Gis. — Dans les roches feldspathiques à olivine et augite du Karroo, monts Mateke, Rhodésie du Sud.

Obs. — Le nom de Karrooite est proposé pour le corps artificiel MgTi₂O₅.

Espèces discréditées

« NAMAQUALITE » = CYANOTRICHITE

B. MASON. — The identity of namaqualite with cyanotrichite. *Min. Mag.*, 1961, 32, 737.

La comparaison des diagrammes de rayons X, des propriétés optiques et des analyses chimiques montre l'identité de ces deux minéraux.

« VERNADSKITE » = ANTLERITE + DOLEROPHANITE

Mary E. MROSE. — Vernadskite discredited : pseudomorphs of antlerite after dolerophanite. *Amer. Mineral.*, 1961, 46, 12.

Les cristaux de vernadskite du Vésuve (échantillons originaux de ZAMBONINI) sont des dolérophanites pseudomorphosées en partie en antlérite.

BIBLIOGRAPHIE

Bull. Soc. franç. Minér. Crist.

(1961). LXXXIV, 334-5.

X-ray Metallography, par A. TAYLOR, éditeur : J. Wiley, New-York, 1961, 1 vol., 993 pages, 419 figures, 88 tableaux, 160 × 240.

Ce livre est une nouvelle édition totalement revue et complétée d'un précédent ouvrage du même auteur *Introduction to X Ray Metallography*, publié en 1946. Son but est de traiter de façon détaillée de l'emploi des rayons X appliqués à l'étude des métaux et des alliages. Il s'adresse non seulement aux étudiants désireux d'approfondir certaines connaissances mais surtout aux chercheurs utilisant les rayons X comme méthode expérimentale associée à d'autres méthodes physiques telles que la dilatométrie, les mesures de résistivité, etc.

Ce livre est divisé en 17 chapitres et une série d'appendices. On peut rassembler ces différents chapitres en 5 groupes qui traitent respectivement des sujets suivants :

— Généralités sur les rayons X (chap. 1, 2, 3, 5, 7) : Générateurs de rayons X (principe et réalisations commerciales américaines, anglaises et françaises). Spectres d'émission, absorption, radiographie et microradiographie. Lois de la diffraction.

— Notions sur la structure cristalline des éléments (ch. 4-9) : Lois de la cristallographie, éléments de symétrie des différentes classes, systèmes cristallins, groupes spatiaux. Relation entre structure électronique et structure cristalline. (A cet égard le chapitre correspondant s'inspire de façon assez substantielle du livre de Hume-Rothery « The structure of Metals and Alloys. »)

— Notions sur la théorie des alliages (chap. 10, 11, 12) : thermodynamique appliquée à la détermination et à l'étude des diagrammes d'équilibre binaires et ternaires. Différents types de solutions solides et de composés définis qui sont décrits d'un point de vue plus spécifiquement radiocristallographique. On trouvera dans ces chapitres de très nombreuses données d'intérêt pratique et de nombreux exemples détaillés. Il faut signaler en outre un certain nombre de données sur la formation des surstructures et des indications sur leur comportement sous l'effet des radiations. Le chapitre 12 traite plus particulièrement de certains phénomènes métallurgiques, tels que le durcissement structural, les

précipitations orientées, etc., et d'autre part de l'étude de certains alliages ternaires comme les Fe-Ni-Al, les Cu-Fe-Ni ou les alliages réfractaires Ni-Cr-Al, Ni-Cr-Ti, Ni-Ti-Al. On trouvera aussi quelques pages sur la transformation martensitique dans les aciers et sur les courbes TTT.

— Description détaillée des méthodes d'enregistrement des divers types de diagrammes de rayons X et dépouillement de ces diagrammes (chap. 6, 8, 13). Il faut noter que le chapitre concernant les intensités des raies, ou des pics de diffraction, est traité de façon très détaillée aussi bien en ce qui concerne les facteurs de structure que les phénomènes d'absorption. Les méthodes classiques de détermination des orientations préférentielles (texture de fibre, de tôle, de recristallisation, etc.) sont présentées également de façon fort explicite.

— Le dernier groupe de chapitres (14 à 17) concerne un certain nombre de problèmes tels que la détermination de la taille moyenne du grain, l'évaluation des contraintes, l'analyse chimique par fluorescence, les films d'oxyde...

En résumé ce livre rassemble et présente de façon claire une très abondante documentation sur les applications des rayons X à l'étude des métaux et alliages. Il n'est pas spécifiquement un traité détaillé de l'emploi des méthodes de cristallographie mais plutôt leur illustration. Le nombre très important de références bibliographiques et les très nombreux tableaux donnés en annexe seront très précieux à l'utilisateur (ces tableaux contenant non seulement des données spécifiquement relatives aux rayons X mais aussi quelques valeurs relatives à la diffraction des électrons et des neutrons).

On peut toutefois regretter qu'une plus large place n'ait pas été accordée à quelques méthodes expérimentales qui ont de plus en plus tendance à être utilisées : par exemple, au tracé des figures de poles par la méthode goniométrique par réflexion avec enregistrement au compteur. De même le dépouillement des diagrammes de Debye et Scherrer de matériaux de symétrie hexagonale quadratique ou plus complexe encore est traité de façon assez succincte ; les méthodes analytiques de dépouillement (méthode de Hesse, par exemple) ne sont pas évoquées.

Il semble néanmoins que cet ouvrage puisse être d'un intérêt certain pour les chercheurs travaillant dans les laboratoires dont l'activité principale est l'étude des métaux et de leurs alliages.

G. CIZERON.

* * *

Nouveau traité de Chimie minérale, publié sous la direction de Paul PASCAL, membre de l'Institut, professeur honoraire à la Sorbonne.

TOME XIII (en deux fascicules) : Oxygène, ozone, oxydes, eau oxygénée, la combustion, soufre, sélénium, tellure, polonium, par R. GAY, M. HATSINSKY, J. HOARAU, M^{lle} M. L. JOSIEN, MM. M. LUCQUIN, H. LUMBROSO, P. MONDAIN-MONVAL, A. PACAULT, P. PASCAL, R. POINTEAU et G. SOURISSEAU, éditeur : Masson, Paris, 1960, 2 vol. totalisant 2 148 pages, 312 figures, 302 tableaux, 175 × 260, prix : brochés : 310 NF, cartonnés toile : 330 NF.

Le tome XIII est consacré au sous-groupe : Oxygène, Soufre, Sélénium, Tellure, Polonium. Il est constitué par deux fascicules comprenant un ensemble de 2 148 pages.

Il a paru nécessaire de renforcer l'étude des deux premiers éléments par une description assez détaillée de la structure des oxydes et des sulfures, afin de contribuer à la suppression de certaines traditions devenues complètement démodées. Un chapitre relatif aux phénomènes de combustion a été aussi spécialement développé. Près de 15 000 références bibliographiques appuient le texte.

De ce fait, et même en s'imposant certaines contraintes, les éditeurs se sont trouvés en face d'un ensemble d'une importance telle qu'il a fallu scinder le tome en deux « fascicules ».

Mais le Soufre réclamant 975 pages pour pouvoir être traité normalement, la coupure en deux fascicules indépendants devenait impossible ; impossible aussi la coupure en trois fascicules équilibrés. D'où la nécessité de rendre tous les articles solidaires et inséparables, sous le couvert d'une table des matières unique.

* * *

Introduction à l'analyse vectorielle à l'usage des physiciens et des ingénieurs, par B. HAGUE, traduit de l'anglais par A. NOZIÈRES, éditeur : Dunod, Paris, 1961, 1 vol., XI + 132 pages, 39 figures, 110 × 165, prix : relié toile souple : 12,50 NF.

Les connaissances requises pour lire avec profit cet exposé élémentaire des méthodes de l'analyse

vectorielle, qui vient d'être publié dans la collection des Monographies Dunod, sont approximativement celles de la classe de mathématiques supérieures (ou de mathématiques générales dans les Facultés). L'auteur y souligne notamment le sens profond des différents théorèmes en ce domaine.

De nombreux exemples illustrent le texte, allant de l'hydrodynamique aux équations de Maxwell. L'écriture des calculs est très simplifiée par l'usage systématique des opérateurs. Enfin, un bref aperçu des propriétés du calcul « dyadique », introduit par Gibbs, complète cette étude.

Cette monographie intéresse de nombreuses catégories d'étudiants : les candidats à une licence de physique ou de chimie, les élèves des écoles d'ingénieurs, voire les « taupins », désireux de ne pas s'enfermer dans les limites étroites de leur programme.

* * *

Propriétés physiques des cristaux. Leur représentation par des tenseurs et des matrices, par J. F. NYE, traduit de l'anglais par D. BLANC et T. PUJOL, éditeur : Dunod, Paris, 1961, 1 vol., xv + 344 pages, 87 figures, 160 × 250, prix : relié toile sous jaquette : 56 NF.

L'ouvrage de Nye, qui vient d'être publié en français chez Dunod, est un exposé synthétique des propriétés physiques des cristaux traduites dans la notation tensorielle. On y explique en quoi consistent les tenseurs et comment on les utilise. Il ne s'agit donc pas des propriétés de cristaux particuliers examinées en fonction de leur structure, mais des propriétés des tenseurs présentées en fonction de leur base mathématique commune et des relations thermodynamiques qui les lient.

Dans la première partie, on traite en détail de la théorie des tenseurs jusqu'au rang deux. Les tenseurs d'un rang supérieur et les méthodes matricielles sont introduits ensuite comme développements naturels de la théorie. Cette représentation mathématique des propriétés va de pair avec une division ternaire des fondements de la thermodynamique et de l'optique, constituant les 2^e, 3^e et 4^e parties.

De par son niveau scientifique, cet ouvrage est à la portée d'étudiants de Physique faisant leur seconde ou leur troisième année de licence. Toutefois, le chapitre consacré à la thermoélectricité est d'un niveau légèrement supérieur. Un choix d'exercices accompagne d'ailleurs chaque chapitre, ce qui permet au lecteur de vérifier s'il a bien assimilé les connaissances acquises.

Ce livre constitue un document de référence et de travail pour les physiciens et les chimistes. Il sera indispensable aux cristallographes ainsi qu'aux chercheurs qui travaillent sur l'état solide ou la métallurgie et qui ont besoin d'un texte d'introduction sur l'emploi des tenseurs et des matrices.

DATES DE PUBLICATION
du **Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie** :
N^{os} 1... avril 2... juillet 3... octobre 4... janvier

Le Secrétaire-gérant : A.-J. ROSE.

Fonction d'ordre à petite distance dans les solutions solides de composition A_3B du type Cu_3Au

PAR M. Th. PRAT ET R. GAY,

Centre de Physico-chimie structurale.

Faculté des Sciences de Bordeaux.

Résumé. — Les auteurs s'attachent à expliquer la forme qu'affectent les taches de diffusion dues à l'ordre à petite distance dans l'alliage Cu_3Au . Ils montrent que l'on peut expliquer cette forme par une extension à trois dimensions de la définition de s (degré d'ordre à petite distance, défini à une dimension).

I. — INTRODUCTION.

L'ordre à petite distance (O. P. D.) apparaît dans les solutions solides avant l'ordre à grande distance (O. G. D.) ou ordre périodique. Il marque la tendance des atomes A à se grouper autour des atomes B, et réciproquement, tendance qui prépare l'apparition de la structure ordonnée (surstructure). Dans l'espace réciproque, l'O. P. D. provoque l'apparition de taches diffuses qui se précisent par la suite et deviennent, lorsque l'O. G. D. apparaît, les taches de diffraction de la surstructure.

L'O. P. D. est entièrement défini lorsque l'on connaît x_A (concentration des atomes A) et P^{An}/B_0 , valeur de la probabilité de trouver un atome A, sur le $n^{\text{ième}}$ site voisin d'un atome B (Klein, M. J., 1951).

Cowley (1950) définit le paramètre

$$\alpha_n = \left(1 - \frac{P^{An}/B_0}{x_A} \right)$$

que l'on calcule directement à partir des mesures de l'intensité des rayons X diffusée dans l'espace réciproque :

$$(1) \quad \alpha_n = V \int_{\text{maille réciproque}} \frac{I_{\text{diffus.}}(\vec{R})}{N x_A x_B [f_A(\vec{R}) - f_B(\vec{R})]^2} e^{i 2 \pi \vec{R} \cdot \vec{r}_n} d\vec{R}$$

V volume de la maille réelle,

N nombres d'atomes,

\vec{r}_n joint l'atome origine à l'atome n ,

\vec{R} vecteur réciproque.

Cowley a étudié spécialement l'O. P. D. de l'alliage Cu_3Au , au-dessus de la température critique ($T_c = 390^\circ C$) d'apparition de la structure ordonnée. Il a calculé les valeurs α_n en se servant de la formule (1) et des valeurs expérimentales de l'intensité diffusée dans l'espace réciproque.

Nous ne retiendrons ici que les résultats concernant l'O. P. D. de Cu_3Au à 405° (tableau I).

L'intensité diffusée due à l'O. P. D. se rassemble en gâteaux aplatis (fig. 2), en forme d'étoiles à 4 branches. Ces « gâteaux » occupent les positions des taches interdites pour la *solution solide* Cu_3Au (qui est c. f. c.), mais permises pour la structure du *composé ordonné* Cu_3Au (qui est cubique simple : fig. 1).

Les gâteaux situés sur les milieux des arêtes de la maille réciproque c. c. de la structure désordonnée c. f. c. sont perpendiculaires à l'arête ; ceux qui sont situés sur les centres des faces de la maille c. c. sont parallèles à la face.

Les valeurs α_n déterminées par Cowley (tableau I) peuvent surprendre : en particulier certaines de ces valeurs qui devraient être négatives, sont trouvées positives. Cela peut provenir

TABLEAU I.

Paramètres d'ordre à petite distance pour Cu_3Au
(d'après Cowley).

| n | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|--|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Coordonnées de n | 110 | 200 | 211 | 220 | 310 | 222 |
| Nombre de voisins | 12 | 6 | 24 | 12 | 24 | 8 |
| α_n (405°) O. P. D. | — 0,152 | + 0,186 | + 0,009 | + 0,095 | — 0,053 | + 0,025 |
| α_n (00°) O. G. D. | — 0,333 | + 1,0 | — 0,333 | + 1,0 | — 0,333 | + 1,0 |

| n | 7 | 8 | 9 | 10 |
|--|---------|---------|---------|---------|
| Coordonnées de n | 321 | 400 | 330 | 411 |
| Nombre de voisins | 48 | 6 | 12 | 24 |
| α_n (405°) O. P. D. | — 0,016 | + 0,048 | — 0,026 | + 0,011 |
| α_n (00°) O. G. D. | — 0,333 | + 1,0 | — 0,333 | + 1,0 |

d'erreurs dues à l'imprécision des mesures d'intensités, des corrections faites sur ces mesures, ou d'erreurs non négligeables dans le calcul de l'intégrale.

Sutcliffe et Jaumot (1953), employant les mêmes techniques de mesure, de correction et de calculs (1), trouvent expérimentalement une distribution de l'intensité diffusée assez différente.

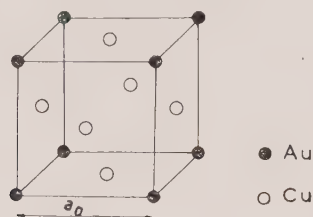
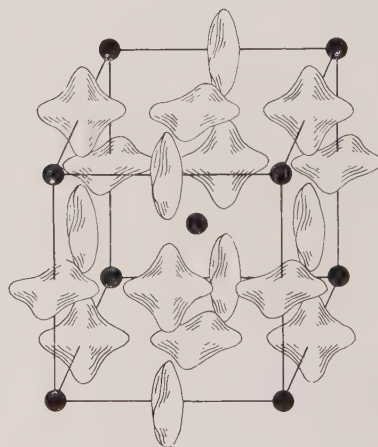
FIG. 1. — Au Cu_3 ordonné.

FIG. 2. — Répartition du pouvoir diffusant dû à l'ordre à petite distance dans une maille du réseau réciproque.

Les valeurs α_n calculées semblent plus normales que celles données par Cowley (tableau II).

Ces différences pourraient peut-être se justifier par l'écart, pourtant très faible, entre les compositions des échantillons étudiés (Cu_3Au

(1) La plus grande difficulté est de distinguer ce qui, dans l'intensité diffusée revient à l'O. P. D., il s'y ajoute en effet d'autres causes de diffusion : l'effet Compton, la diffusion thermique. Les corrections qui reviennent à ces effets ont été effectuées par Cowley et par Sutcliffe et Jaumot. Une diffusion parasite due à la différence de taille des atomes Cu et Au doit être aussi envisagée (Borie, 1961).

pour Cowley, $\text{Cu}_3\text{Au}_{0,9}$ pour Sutcliffe et Jaumot).

Malgré ces différences, les deux expériences montrent un accord sur la forme générale des taches de diffusion (fig. 3-4).

Il nous a semblé utile de donner une explication théorique de cette forme « en gâteau ».

D'autre part nous avons pensé qu'il était intéressant de prendre cet exemple, Cu_3Au , pour étendre à 3 dimensions, le problème, parfaitement traité du point de vue théorique, de l'O. P. D. à 1 dimension.

TABLEAU II.

Paramètres d'ordre à petite distance pour $\text{Cu}_3\text{Au}_{0,9}$
(d'après Sutcliffe et Jaumot).

| n | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|----------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Coordonnées de n | 110 | 200 | 211 | 220 | 310 | 222 |
| Nombre de voisins. | 12 | 6 | 24 | 12 | 24 | 8 |
| α_n (404°) | — 0,137 | + 0,179 | — 0,019 | + 0,074 | — 0,041 | + 0,036 |
| α_n (ordre parfait) | — 0,299 | + 0,896 | — 0,299 | + 0,896 | — 0,299 | + 0,896 |

| n | 7 | 8 | 9 | 10 |
|----------------------------------|---------|---------|---------|---------|
| Coordonnées de n | 321 | 400 | 330 | 411 |
| Nombre de voisins. | 48 | 6 | 12 | 24 |
| α_n (404°) | — 0,014 | + 0,093 | — 0,020 | — 0,005 |
| α_n (ordre parfait) | — 0,299 | + 0,896 | — 0,299 | — 0,299 |



FIG. 3. — Répartition du pouvoir diffusant dû à l'ordre à petite distance dans le plan ($0\ kl$) d'après Cowley.

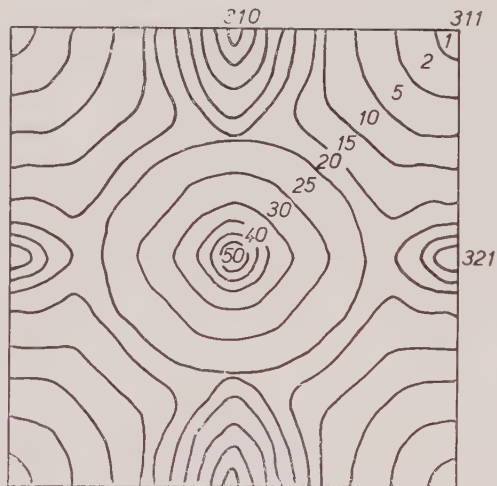


FIG. 4. — Répartition du pouvoir diffusant dû à l'ordre à petite distance dans le plan ($3\ kl$) d'après Sutcliffe et Jaumot.

Dans l'O. P. D. à 1 dimension, on définit le paramètre s_n , communément appelé degré d'ordre à petite distance. s_n est relié à P^{An}/B_n , et par conséquent au paramètre α_n de Cowley, par une relation simple. Mais s_n s'exprime très facilement en fonction de s_1 ($s_n = s_1^n$) ; il reflète de façon plus claire l'état d'ordre du système.

Nous nous proposons :

1. de choisir une loi simple de distribution des s_n ,
2. de calculer l'intensité diffusée correspondante,

3. de comparer ces intensités calculées aux intensités observées par Cowley (fig. 3) et par Sutcliffe et Jaumot (fig. 4).

II. — PRÉLIMINAIRE :

DÉFINITION DU PARAMÈTRE s_n
(degré d'ordre à petite distance).

Lorsqu'on aborde l'O. P. D. de cette manière, on définit un paramètre s_n , communément appelé degré d'O. P. D.

Nous avons précisé la définition de s dans une précédente publication (1960). Le seul cas qui ait été traité est celui d'une solution solide à 1 dimension de composition AB : par exemple une solution solide qui tend à s'ordonner en un composé constitué de plans d'atomes A alternant avec des plans d'atomes B .

On remarque que

$$A = \frac{A+B}{2} + \frac{A-B}{2} \text{ et } B = \frac{A+B}{2} - \frac{A-B}{2}$$

On suppose que, dans la solution O. P. D., à un plan constitué uniquement d'atomes A ferait suite un plan où dominent les atomes B : la composition du premier plan serait

$$\frac{A+B}{2} + s_1 \frac{A-B}{2} \text{ et sa concentration en } A \text{ serait } \frac{1+s_1}{2}. \text{ Ici } s_1 \text{ est négatif. Si } s_1 \text{ était positif ce ne serait plus un cas d'O. P. D., mais un cas de ségrégation. De toute façon : } |s_1| < 1.$$

On démontre que la composition du deuxième plan devra être $\frac{A+B}{2} + s_1^2 \frac{A-B}{2}$ et sa concentration en A , $\frac{1+s_1^2}{2}$ et ainsi de suite.

Nous obtenons donc facilement la loi de distribution de s_n en fonction de n :

$$(2) \quad s_n = s_1^n \text{ avec } -1 < s_1 < 0$$

ici d'ailleurs, puisque $P^{A_1}/_{B_0} = \frac{1+s_1}{2}$, $s_1 = -\alpha_1$: s_1 se confond avec α_1 .

Il est difficile d'étendre cette définition de s_n à une structure dont l'O. P. D. se propage suivant les 3 dimensions :

a) le voisin dont les coordonnées sont hkl par rapport à l'atome-origine est de rang n différent suivant le chemin que l'on parcourt pour aller du site o au site hkl ;

b) l'atome de coordonnées hkl dépend de tous les voisins immédiats qui le précèdent sur chacun de ces chemins, et non pas d'un seul voisin (¹).

(1) En réalité $\frac{1+s_1}{2}$ caractérise, dans la structure monopériodique, l'influence de A sur son premier voisin, lorsque la concentration en A d'un ^{ème} voisin tend vers $1/2$; s_1 sous-entend donc l'influence de tous les atomes de la structure monopériodique. Il en serait de même ici, dans une structure tri périodique : il s'agit donc seulement de trouver une loi qui représente la façon dont les influences se propagent d'un atome à l'autre.

Dans une structure dont les sites seraient les nœuds d'un *cube simple*, l'hypothèse la plus simple sera la suivante :

$$(3) \quad s_{hkl} = s_1^{|h|+|k|+|l|} = s_1^{|h|} s_1^{|k|} s_1^{|l|}$$

elle signifie que l'atome hkl étant sur le $h^{\text{ième}}$ plan (100), il lui correspond, dans un O. P. D. monopériodique, un degré d'ordre $s_1^{|h|}$; la structure étant 3 fois monopériodique, et s ayant le caractère d'une probabilité, la probabilité composée sera le produit des 3 probabilités élémentaires.

Dans une structure plus compliquée, nous pourrions essayer de combiner des probabilités « monopériodiques » ; le choix des directions dans lesquelles jouent les probabilités élémentaires dépendra de la structure ordonnée vers laquelle tend l'O. P. D.

III. — CHOIX DE LA LOI DE DISTRIBUTION DE s_n DANS LE CAS D'UNE STRUCTURE $A_3B = Cu_3Au$.

On remarquera que, dans une structure A_3B , on peut écrire :

$$(4) \quad \begin{cases} A = \frac{3A+B}{4} - \frac{B-A}{4} \\ B = \frac{3A+B}{4} + 3 \frac{B-A}{4} \end{cases}$$

$\frac{3A+B}{4}$ représente « l'atome moyen » de la structure.

Ceci nous permet de décomposer la structure du composé ordonné (Cu_3Au) en quatre structures élémentaires :

1. une structure d'atomes $\frac{3A+B}{4}$ placés aux nœuds d'un réseau c. f. c.,

2. trois structures complémentaires I, II, III, de symétrie quadratique résultant l'une de l'autre par permutation des axes $x y z$ (fig. 5).

La structure complémentaire I a pour axe quadratique la direction $[001]$ du cube : elle porte des compléments $+\frac{B-A}{4}$ sur les som-

ets du cube et $-\frac{B-A}{4}$ sur le centre des bases

du cube. Les axes de la base de ce réseau quadratique sont x' dans la direction $[110]$ et y' dans la direction $[1\bar{1}0]$ du cube. Les dimensions de la maille quadratique simple sont :

$a' = b' = \frac{a_0}{\sqrt{2}}$ et $c' = a_0$. Les structures complémentaires II et III ont pour axes quadratiques les directions $[100]$ et $[010]$ du cube.

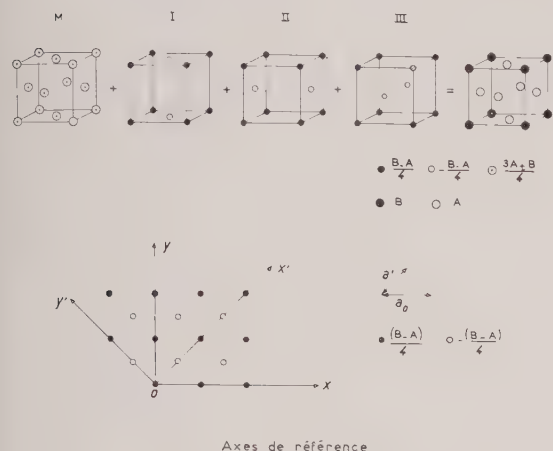


FIG. 5. — Décomposition de la structure A_3B .

Les sommets des cubes sont comptés trois fois, une fois dans chaque structure complémentaire, et portent en définitive $\frac{3A+B}{4} + 3 \frac{B-A}{4} = B$.

Passons à la structure *O. P. D.* : elle aussi peut être décomposée en une structure moyenne d'atomes $\frac{3A+B}{4}$ et trois structures complémentaires quadratiques I, II, et III. Nous décrivons la structure complémentaire I : elle ne diffère de la structure complémentaire I du composé ordonné que par les compléments qui sont, en adaptant (3) à la symétrie quadratique :

$$(5) \quad s_{h'k'l} = s_1^{|h'|} s_1^{|k'|} \sigma_1^{|l|}$$

$h'k'$ sont les coordonnées quadratiques du site dans le réseau I. l est la coordonnée commune au réseau quadratique I et au réseau c. f. c. (1).

$$(8) \quad \frac{(B-A)^2}{4} \sum_{h'=-\infty}^{+\infty} (-1)^{h'} \delta(x' - h'a') \sum_{k'=-\infty}^{+\infty} (-1)^{k'} \delta(y' - k'a') \sum_{l=-\infty}^{+\infty} \delta(z - la_0)$$

(1) $h' = h + k$ et $k' = k - h$ permettent de passer des coordonnées quadratiques aux coordonnées cubiques.

$s_1 = s_{110}$ est relatif au plus proche voisin de l'atome origine ($-1 < s_{110} < 0$)
 $\sigma_1 = \sigma_{101}$ est relatif au premier atome dans la direction $[001]$.

Mais dans les systèmes II et III, cet atome a des coordonnées 011 ou 101 ; par conséquent :

$$(6) \quad \sigma_1 = s_1^2$$

Finalement la loi de distribution des s_n est :

pour le complément I : $s_{h'k'l} = s_1^{|h'|+|k'|+|l|}$
 pour le complément II : $s_{h'k'l} = s_1^{|2h'|+|k'|+|l|}$
 pour le complément III : $s_{h'k'l} = s_1^{|h'|+|2k'|+|l|}$

Remarque : on voit ici que $p^{A_1/B_0} = \frac{3-s_1}{4}$ et que par conséquent $s_1 = 3\alpha_1$.

IV. — CALCUL DE LA DIFFUSION O. P. D. QUI RÉSULTE DE CETTE LOI.

A la structure moyenne des atomes $\frac{3A+B}{4}$ sur les nœuds du réseau c. f. c. correspondent les taches de diffraction d'intensité $(3 \frac{f_A + f_B}{4})^2$; dans l'espace réciproque ces taches correspondent aux nœuds du réseau c. c. de maille $\frac{a_0}{2}$. Nous ne nous occuperons pas de ces taches (taches de « structure »).

1. Calculons d'abord ce qui revient à la structure complémentaire I du composé ordonné. Aux « compléments » $\pm \frac{B-A}{4}$ sur les nœuds du réseau quadratique $x'y'z'$, correspond une distribution de Patterson formée de pseudo-atomes $\pm (\frac{B-A}{4})^2$ sur les nœuds du même réseau : on peut l'écrire en employant le symbole de Dirac $\delta^{(1)}$ et en posant $a' = \frac{a_0}{\sqrt{2}}$:

(1) $\delta(x' - h'a')$ représente une masse (fonction de Dirac) dont l'abscisse est $x' = h'a'$.

la T. F. de cette distribution de Patterson est formée de taches d'intensité $(f_B - f_A)^2$ réparties comme le montre la figure 6 sur les nœuds du réseau quadratique réciproque. On peut la décrire par la formule :

$$(9) \quad \frac{(f_B - f_A)^2}{2a_0^3} \sum_{p'=-\infty}^{+\infty} \delta(X' - \frac{2p' + 1}{2a'}) \sum_{q'=-\infty}^{+\infty} \delta(Y' - \frac{2q' + 1}{2a'}) \sum_{l=-\infty}^{+\infty} \delta(Z - \frac{l}{a_0})$$

les taches de diffraction correspondant aux structures complémentaires II et III s'obtiennent de la même manière. En additionnant les trois systèmes de taches de diffraction I, II, III avec celui qui correspond à la structure moyenne, on obtient la distribution dans l'espace réciproque des intensités des taches de la structure totale du composé ordonné. On remarque que chaque tache de « surstructure » est due à la contribution de deux des trois structures complémentaires.

2. Revenons maintenant à la structure O. P. D. de la solution solide.

Nous ne nous occupons que des compléments, puisque la structure moyenne n'a pas changé et donne toujours les mêmes taches de « structure ».

La distribution de Patterson du complément I, O. P. D. est décrite par la formule :

$$(10) \quad \frac{(B-A)^2}{4} \sum_{h'=-\infty}^{+\infty} s_1^{|h'|} \delta(x' - h'a') \sum_{k'=-\infty}^{+\infty} s_1^{|k'|} \delta(y' - k'a') \sum_{l=-\infty}^{+\infty} s_1^{|2l|} \delta(z - la_0) \quad (\text{avec } -1 < s_1 < 0)$$

en composant avec (8) on voit qu'elle dérive de la distribution de Patterson du complément I ordonné par multiplication des masses δ par la fonction :

$$(11) \quad \varphi(x'y'z) = s_1^{|x'|} s_1^{|y'|} s_1^{|2z|}$$

la transformée de Fourier de (10) dérive de (9) par convolution des masses δ réciproques par la transformée $\Phi(X'Y'Z)$ de $\varphi(x'y'z)$.

La transformée de $\varphi(x') = s_1^{|x'|}$ avec $(|s_1| < 1)$ est bien connue :

$$(12) \quad \Phi(X') = \frac{-2 \operatorname{Log} |s_1|}{(\operatorname{Log} |s_1|)^2 + (2\pi X')^2} \quad (\text{fig. 7})$$

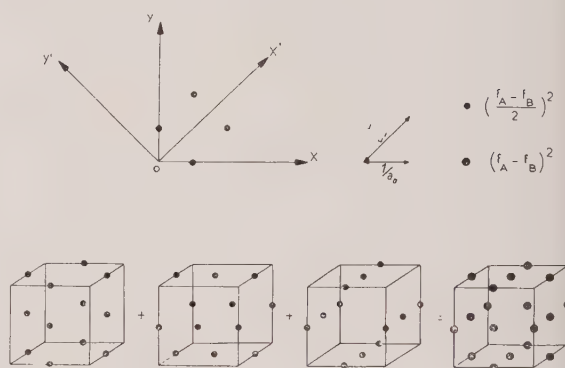


FIG. 6. — Taches de diffraction correspondant à la structure moyenne et aux structures complémentaires ordonnées.

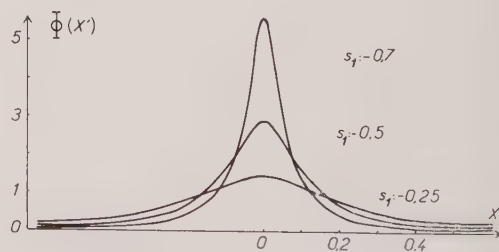


FIG. 7. — Fonction $\Phi(X') = \frac{-2 \operatorname{Log} |s_1|}{\operatorname{Log} |s_1|^2 + (2\pi X')^2}$.

La transformée de (11) est donc :

$$(13) \quad \Phi(X'Y'Z) = \frac{-2 \operatorname{Log} |s_1|}{(\operatorname{Log} |s_1|)^2 + (2\pi X')^2} \cdot \frac{-2 \operatorname{Log} |s_1|}{(\operatorname{Log} |s_1|)^2 + (2\pi Y')^2} \cdot \frac{-2 \operatorname{Log} s_1^2}{(\operatorname{Log} s_1^2)^2 + 2\pi Z^2}$$

C'est une fonction dont les surfaces d'égale densité ont la forme de fuseaux quadratiques allongés suivant Z (fig. 8).

La convolution de (9) par (13) équivaut à remplacer les masses réciproques de la figure 6 par $\frac{(f_B - f_A)^2}{4} \Phi(X'Y'Z)$ (fig. 9).

logue à la figure 2 et à la figure 3 : les fuseaux croisés relatifs à deux compléments sur trois dessinent les « gâteaux » caractéristiques de la figure réciproque de l'O. P. D. de Cu_3Au .

En fait le calcul a été fait en employant au lieu de la fonction $\Phi(X', Y', Z)$ la T. F. exacte ⁽¹⁾ de (10) à savoir :

$$\frac{(f_B - f_A)^2}{4} \frac{1 - s_1^2}{1 - 2s_1 \cos 2\pi a' X' + s_1^2} \cdot \frac{1 - s_1^2}{1 - 2s_1 \cos 2\pi a' Y' + s_1^2} \cdot \frac{1 - s_1^4}{1 - 2s_1^2 \cos 2\pi a_z Z + s_1^4}$$

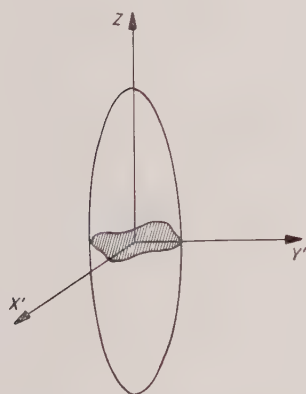


FIG. 8. — Fonction $\Phi(X', Y', Z)$: allure d'une surface d'égales densités.

Les figures réciproques en intensité des compléments II et III sont identiques, les fuseaux

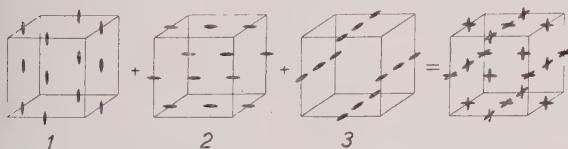


FIG. 9. — Taches de diffusion correspondant aux structures complémentaires présentant un ordre à petite distance.

étant allongés suivant X (pour II) et Y (pour III).

La somme des contributions de ces trois structures complémentaires donne une figure ana-

COMPARAISON DES INTENSITÉS DE LA DIFFUSION O. P. D. CALCULÉE ET OBSERVÉE.

Nous avons construit les courbes d'égale intensité diffusée, à partir de la valeur $s_1 = -0,5$ qui correspond à $\alpha_1 = -0,166$ valeur qui n'est pas très éloignée de celle trouvée par Cowley ($\alpha_1 = -0,152$, voir tableau I). Ces courbes sont représentées sur la figure 10.

La comparaison avec les courbes de Cowley (fig. 11) montre une similitude qui n'est pas parfaite : les « gâteaux » sont trop épais dans leur section méridienne, tandis que leur section équatoriale n'est pas assez étalée. Cependant si l'on admet que ce sont bien les mêmes fonctions qui constituent les étoilements caractéristiques de la figure 2 (ceux qui sont centrés sur les milieux des faces, comme ceux qui sont centrés sur le milieu des arêtes du c. c. réciproque), il nous est impossible de diminuer l'épaisseur de leur tranche méridienne sans diminuer l'étalement de la tranche équatoriale. Ceci reste vrai quelle que soit la loi de distribution de s_n que l'on adopte, car cette propriété ne relève que des relations de symétrie des compléments vis-à-vis du cube. Or il est impossible de diminuer

(1) La fonction $\frac{1 - s_1^2}{1 - 2s_1 \cos 2\pi a' X' + s_1^2}$ représente la somme des termes périodiques en $\frac{-2 \operatorname{Log} s_1}{(\operatorname{Log} s_1)^2 + (2\pi X')^2}$ (voir note de [5]).

la symétrie des compléments (prendre par exemple six compléments orthorhombiques au lieu de trois quadratiques) dans une structure aussi simple que celle de Cu_3Au .

les rapports d'intensité soient différents ; il est vrai que ces courbes se rapportent à un alliage contenant 23 % d'Au en proportion atomique. Étant donné les imperfections des courbes



FIG. 10.

FIG. 11.

FIG. 12.

FIG. 10. — Intensité due à l'ordre à petite distance, courbes calculées ($s = -0,5$).

FIG. 11. — D'après Cowley, intensité diffusée due à l'ordre à petite distance.

FIG. 12. — D'après Sutcliffe et Jaumot, intensité due à l'ordre à petite distance.

La comparaison avec les courbes de Sutcliffe et Jaumot (fig. 12) fait ressortir une coïncidence meilleure pour la section méridienne, encore que

expérimentales, nous ne pouvons comparer que la forme générale. Il reste à souhaiter que l'on puisse réaliser de meilleures mesures d'intensité.

TABLEAU III.

Paramètres d'ordre à petite distance.

| n | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Coordonnées..... | 110 | 200 | 211 | 220 | 310 | 222 |
| α_n (405°), Cowley..... | — 0,152 | + 0,186 | + 0,009 | + 0,095 | — 0,053 | + 0,025 |
| α_n (403°), Sutcliffe et Jaumot . | — 0,137 | + 0,179 | — 0,019 | + 0,074 | — 0,041 | + 0,036 |
| α_n calculé $\left\{ \begin{array}{l} s_1 = 0,5 \\ s_1 = 0,44 \end{array} \right.$ | — 0,166 | + 0,251 | — 0,042 | + 0,125 | + 0,042 | + 0,063 |
| α_n ordre pour Cu ₃ Au..... | — 0,147 | + 0,193 | — 0,028 | + 0,089 | — 0,028 | + 0,037 |
| | — 0,333 | + 1 | — 0,333 | + 1 | — 0,333 | + 1 |

| n | 7 | 8 | 9 | 10 | |
|---|---------|---------|---------|---------|---------|
| Coordonnées..... | 321 | 400 | 330 | 411 | 420 |
| α_n (405°), Cowley . | — 0,016 | + 0,048 | — 0,026 | + 0,011 | + 0,026 |
| α_n (403°), Sutcliffe et Jaumot . | — 0,014 | + 0,093 | — 0,020 | — 0,005 | + 0,039 |
| α_n calculé $\left\{ \begin{array}{l} s_1 = -0,5 \\ s_1 = -0,44 \end{array} \right.$ | — 0,010 | + 0,063 | — 0,042 | — 0,010 | + 0,031 |
| α_n ordre pour Cu ₃ Au . | — 0,005 | + 0,037 | — 0,028 | — 0,005 | + 0,017 |
| | — 0,333 | + 1 | — 0,333 | — 0,333 | + 1 |

Le tableau III donne les valeurs des α_n calculées en comparaison des valeurs des α_n de Cowley (tableau I) et de Sutcliffe et Jaumot (tableau II). Les α_n sont des fonctions très simples de s . Nous avons calculé ces α_n pour $s_1 = -0,5$ (correspondant aux courbes 10) et pour $s_1 = -0,44$. Pour cette dernière valeur

de notre paramètre, les α calculés pour les quatre premiers voisins encadrent de près les α_n de Cowley et de Sutcliffe et Jaumot.

Il semble donc possible d'admettre :

1° la loi de distribution de s_n telle qu'elle est définie en (7) ;

2° la valeur $s_1 \simeq -0,44$.

BIBLIOGRAPHIE

BORIE, B. (1961). — *Acta Cryst.*, 14, 472.

COWLEY, J. M. (1950). — *Phys. Rev.*, U. S. A., 77, 669.

KLEIN, M. J. (1951). — *Amer. J. Phys.*, 19, 153.

PRAT, M. T. et GAY, R. (1960). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 83, 221.

SUTCLIFFE, Ch. et JAUMOT, F. E. (1953). — *Acta Metallurg.*, U. S. A., 1, 725.

Bull. Soc. franç. Minér. Crist.

(1961). LXXXIV, 345-9.

Association de magnétite chromite — pentlandite dans quelques gîtes de fer en Grèce

PAR B. ANDRONOPOULOS ⁽¹⁾.

Laboratoires du B. R. G. M., Paris.

Résumé. — Dans la partie occidentale de la Macédoine (Grèce) et plus précisément au sommet des serpentines de la chaîne du Vermion, se trouvent quelques petits gisements de magnétite associée à de la chromite et à un peu de pentlandite. Ces gisements, sans intérêt économique, attirent toutefois l'attention par cette association peu fréquente dans des roches ultra-basiques; de plus on observe des structures de remplacement de la chromite par la magnétite. L'étude de ces structures à la microsonde électronique de Castaing nous a permis de constater qu'il n'existe pas de phase de composition intermédiaire entre les deux minéraux, à l'inverse de ce qui a été observé ailleurs. La pentlandite se rencontre en nombreux cristaux fins dans la magnétite, mais il est à noter que la magnétite elle-même est nickélicifère.

A) INTRODUCTION. — GÉOLOGIE.

La chaîne montagneuse du Vermion (Grèce) a une structure assez complexe et peu étudiée. Elle appartient d'une part à la zone pélagonienne, comprenant aussi le socle cristallophyllien du massif Pélagonien, et d'autre part à la zone d'Axios (Vardar). Dans la région des gisements étudiés les serpentines font partie de la première zone et ont un âge mésozoïque se rattachant aux formations mésozoïques de calcaires et schistes. On constate une érosion assez vive des serpentines avant la transgression crétacée.

Toute cette région est étudiée, depuis quelques années, par J. Brunn (1959).

Les gisements de magnétite se trouvent au sommet des serpentines (où l'on trouve aussi quelques amas de chromite), le plus souvent près du contact avec les calcaires crétacés, sous forme de petits amas ou lentilles dont la plus grande dimension ne dépasse pas 10 m. Le minerai est massif et fortement magnétique et les contacts avec les serpentines sont nets. Ce sont des gisements orthomagmatiques, probablement du type tardi-magmatique, qui ne présentent aucun intérêt économique.

L'étude sur le terrain de ces gisements, qui se

(1) Géologue de l'Institut de Géologie d'Athènes, Grèce.

trouvent à l'ouest de la Ville de Veria (Macédoine occidentale) près du village Akrini (voir la fig. 1) a été faite pendant l'été 1959 (Andronopoulos, 1960).



FIG. 1. — Localisation des gisements étudiés dans la partie occidentale de la Macédoine.

B) ÉTUDE MINÉRALOGIQUE.

L'étude au microscope a montré la présence des minéraux suivants : magnétite, chromite, pentlandite, millerite, maghémite et goethite.

1. **La magnétite** constitue l'essentiel du minéral. Elle présente une anisotropie très faible. Il est sûr qu'il existe deux générations de magnétite : la plus importante appartient aux phases magmatiques ; l'autre, plus jeune, provient de la serpentinisation des minéraux ferromagnésiens de la roche ultra-basique primitive. Il est très difficile de distinguer au microscope ces deux générations ; on peut seulement dire que les petits grains de magnétite qui se trouvent dans la gangue, appartiennent très probablement à la serpentinisation.

2. **La chromite** représente environ 10 % du minéral.

Elle est presque toujours corrodée et en partie remplacée par la magnétite, qui se présente en petites veinules d'orientation quelconque dans les cristaux de chromite (fig. 2 a et b). Elle est aussi entourée souvent d'une enveloppe de magnétite. Il en résulte une sorte de « island and see structure », tandis que sous un fort grossissement apparaissent des « dents de scie » aux bordures de la chromite.

En ce qui concerne l'ordre de succession magnétite-chromite, il est impossible de tirer des conclusions certaines. D'après J. Orcel il n'existe pas de chromite plus ancienne que la magnétite et dans la succession normale la chromite se place entre magnétite et hématite. A notre avis,

le remplacement de la chromite par la magnétite est postérieur aux stades principaux de la cristallisation et lié au processus de serpentinisation.

En lame mince la chromite est translucide en orange rougeâtre et la magnétite opaque ; le phénomène du remplacement est ainsi nettement visible.

On a souvent observé cette association de deux phases, translucide et opaque, et les auteurs ont expliqué de diverses manières la signification de cette structure. Les plus anciens (M. Waldsworth, 1884, H. Kramm, 1910) pensaient que le minéral opaque s'était formé par altération d'une picotite translucide.

J. Dresser (1914) a examiné des plaques minces du minéral de Québec (Canada) et montré par des analyses chimiques (effectuées après séparation magnétique) que la partie brun rougeâtre translucide était un peu plus riche en magnésium que la partie noir opaque (16,7/15,6 %), celle-ci étant plus riche en fer ferreux (13,9/15,6 %). En ce qui concerne l'origine, il pense à une communauté d'origine pour les parties opaques et translucides.

F. Philips (1927) estime aussi que l'association de deux minéraux dans le minéral de Shetland suggère plutôt une entrecroissance qu'une altération, étant donné l'existence de séries partielles dans le groupe des spinelles (Vogt). Mais d'autre part, il cite la possibilité de la formation secondaire du minéral opaque par altération du spinelle (modification des propriétés optiques avec disparition d'une partie de l'aluminium).

J. Orcel (1934) a observé le même phénomène dans des plaques minces de chromite de Turquie et de Nouvelle-Calédonie. D'après cet auteur, il s'agit d'une oxydation qui se manifeste par l'apparition, soit de veinules opaques de sesquioxides de fer dans les fentes de chromite, soit de lisérés obscurs bordant les cristaux de chromite et donnant naissance à une structure en noyaux. Cela aboutit à un enrichissement du minéral en sesquioxyde de fer et à une moindre teneur en chrome.

P. Ramdohr (1960) décrit les divers aspects d'association des deux minéraux qu'il a observés en sections polies :

a) structure presque myrmékitique par suite d'une exsolution ;

b) encroûtement de magnétite autour de cristaux de chromite, assez fréquent ;

c) inclusions de chromite dans quelques cristaux automorphes de magnétite, des roches ultra-basiques métamorphisées (en partie talcschistes) ;

d) « Interpénétration » (chromite du Beludschistan et du Canada) qui n'est pas un « remplacement » au sens strict du terme, et remplacement de la chromite par la serpentine ;

e) décoloration et transformation de la chromite en chromospinelle riche en fer, qui passe quelquefois vers l'extérieur à une vraie magné-

a montré qu'il n'existe pas de changement progressif dans la teneur en chrome quand on passe de la chromite (au centre) à la magnétite, et donc qu'il n'y a pas de phases intermédiaires.

3. La **pentlandite** se présente sous forme de nombreuses plages très fines, jaunes et isotropes,

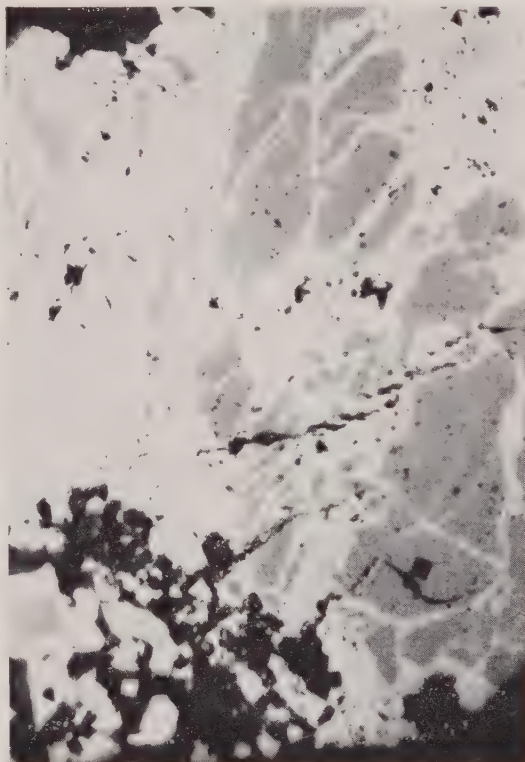
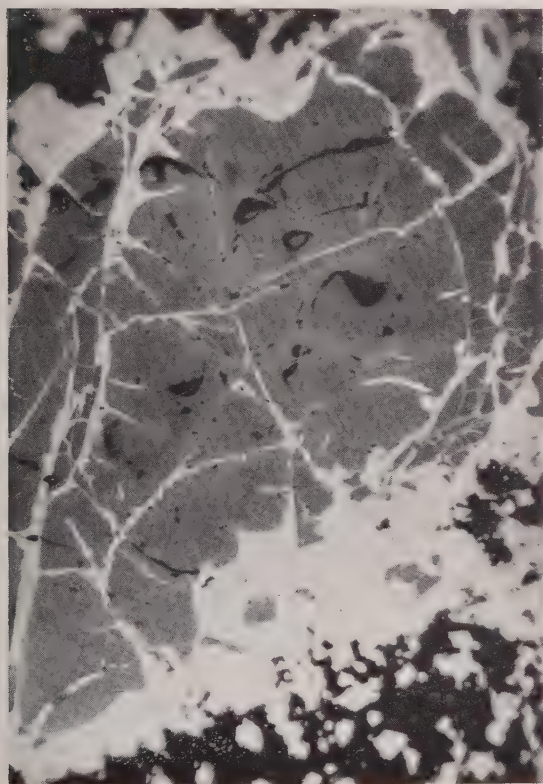


FIG. 2. — (a et b). Deux stades de remplacement de la chromite (gris sombre) par la magnétite (gris clair).
Nicols non croisés. Gross. $\times 180$.

tite. Cette transformation graduelle serait due, sans doute, à une altération météorique ou hydrothermale.

En ce qui concerne le minerai que nous avons étudié, les aspects structuraux ne laissent aucun doute qu'il s'agit d'un phénomène de remplacement de la chromite par la magnétite : des veinules de magnétite qui s'entrecroisent en orientation quelconque, des « dents de scie », des structures en « bombe explosée » ou « island and see ». D'autre part, on ne voit pas de phase intermédiaire exprimée par un changement progressif de la couleur ou du pouvoir réflecteur.

L'analyse à la microsonde électronique nous

de faibles dimensions. Ces plages irrégulières, allotriomorphes, ne s'observent que dans les interstices des cristaux de magnétite ou en inclusions dans celle-ci. Il faut signaler que les petits grains de magnétite disséminés dans la gangue (et qui sont vraisemblablement secondaires) ne sont pas accompagnés de pentlandite, laquelle n'existe pas dans la gangue. On peut en déduire que la cristallisation de la pentlandite s'est faite peu après celle de la magnétite et de la chromite au cours de phases magmatiques (Loghinov, 1941) (Picot, 1959). Les sulfures ne sont donc vraisemblablement pas liés à la serpentinisation, à l'inverse de ce qu'on a montré

ailleurs, pour les serpentines de Corse (Bouladon-Sainfeld, 1961) (Picot, 1959) et de Russie (Lodotchnikov, 1936).

La détermination de la pentlandite a été vérifiée par chromatographie de contact (méthode de Hiller); une analyse ultérieure à la microsonde a permis de constater qu'il s'agissait d'une variété très riche en Ni (Ni/Fe $\sim 2/1$).

4. La **millerite** est associée à la pentlandite et formée à ses dépens.

5. La **maghémite**, rare, apparaît en taches blanc bleuâtre, assez grandes, dans la magnétite. On y distingue souvent des résidus de magnétite non oxydée. Des mesures du pouvoir réflecteur en lumière blanche et monochromatique de la maghémite en question et d'une maghémite de référence, ont permis de vérifier l'identité du minéral.

6. La **goethite**, très rare, en petits filonnets traversant la masse du minéral, provient de l'altération superficielle.

En lames minces on voit comme *minéraux de gangue* surtout la serpophite et de la chlorite pléochroïque. Plus rarement on distingue de la bastite ou de l'antigorite en agrégats lamellaires autour des noyaux non altérés.

Mesures du pouvoir réflecteur. — Les mesures ont été effectuées par comparaison avec un étalon de P. R. connu, selon la méthode décrite et développée par J. Orcel (1925, 1935), à l'aide du dispositif décrit par C. Lévy et P. Picot (1961).

On voit tout d'abord que les pouvoirs réflecteurs en lumière monochromatique de ces trois minéraux sont, en valeur absolue, nettement différents: $\approx 13\%$ pour la chromite, $\approx 20\%$ pour la magnétite, et 27 à 23% pour la maghémite.

Le pouvoir réflecteur de la magnétite reste sensiblement constant entre 4500 et 6000 \AA , alors que pour la chromite il semble légèrement décroître dans la même partie du spectre, quand la longueur d'onde augmente. Ce phénomène est encore plus net pour la maghémite. D'un pouvoir réflecteur déjà plus élevé, la maghémite se différencie nettement de la magnétite par une dispersion relativement élevée. En lumière blanche le pouvoir réflecteur de la maghémite est de $24,4\%$.

Microdureté. — A titre d'essai nous avons exécuté quelques mesures de microdureté sur des cristaux de magnétite et de chromite. En raison surtout du petit nombre d'échantillons de composition connue et de la fissuration des cristaux, nous n'avons pas pu tirer des conclu-

sions valables sur la variation de la microdureté en fonction de la composition de la chromite. Il paraît cependant probable que la dureté soit plus élevée pour les termes les plus riches en Al_2O_3 .

Les mesures ont été effectuées à l'aide d'un microduromètre Leitz (Vickershärte) en utilisant successivement des poids 500 , 300 , 200 , 100 g (Bowie, Taylor, 1958).

C) RÉSULTATS ANALYTIQUES.

a) *Analyses chimiques.* — Les résultats des analyses effectuées sur deux échantillons très riches sont les suivants :

| | Fe TOTAL EXPRIMÉ EN Fe_2O_3 | Cr_2O_3 | Ni | MnO | TiO_2 |
|----------------|---|-------------------------|-----|-----|----------------|
| M_2 . | 87,8 | 4,8 | 1,0 | 0,2 | — |
| M_3 . | 86,6 | 2,8 | 1,1 | 0,4 | — |

Ces résultats ne peuvent être considérés comme représentatifs du minéral des gisements.

b) *Analyse à la microsonde électronique.* — Les résultats analytiques sont les suivants :

| ÉLÉ- MENT | CHRO- MITE | MAGNÉ- TITE | PENTLAN- DITE | GANGUE |
|--------------|---------------|----------------|------------------|----------|
| Cr. . . | $\sim 45\%$ | traces | | |
| Fe. . . | $\sim 18\%$ | $\sim 71\%$ | | |
| Ni .. | traces | $\sim 0,6\%$ | Ni/Fe $\sim 2/1$ | variable |

D'autres analyses semi-quantitatives ont permis de constater que la chromite contient de l'aluminium et peu de magnésium alors que la magnétite ne présente que des traces de ces deux éléments.

En ce qui concerne le Ni, on voit que la pentlandite est très riche en nickel (Ni/Fe $\sim 2/1$). Une partie du Ni se trouve dans la magnétite en substitution du Fe^{2+} (à moins qu'il ne s'agisse de plages submicroscopiques de pentlandite).

CONCLUSIONS.

On peut tirer les conclusions suivantes de ce que nous avons exposé :

1) Les gisements de fer étudiés représentent

des concentrations magmatiques liées aux roches ultra-basiques (serpentes) mésozoïques. Ces gisements ont la forme de petits amas et n'offrent aucun intérêt économique.

2) La paragenèse minérale comprend, en premier lieu, la magnétite, la chromite ($\sim 10\%$), et la pentlandite en faible proportion. Liés à ces minéraux primaires on trouve aussi la maghémite, formée par oxydation de la magnétite, la magnétite secondaire, due à la serpentinisation, et la millerite, formée aux dépens de la pentlandite.

3) Nous avons montré que la chromite présente une structure de remplacement par la magnétite, conséquence de la serpentinisation.

Il nous a paru intéressant de signaler l'existence de ces gisements qui montrent l'association peu fréquente de la chromite et de la magnétite primaire liées aux roches ultra-basiques.

Je dois remercier vivement M. C. Guillemin, chef du Département Laboratoires, M. C. Lévy, chef du Laboratoire de Minéralogie, ainsi que tous les autres ingénieurs du B. R. G. M. qui m'ont aidé dans ce travail.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDRONOPOULOS, B. (1960). — *Bull. Inst. Géol. Rech. Sout.*, Athènes, 44.
- AVIAS, J. et CAILLÈRE, S. (1959). — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 248, 118.
- BOULADON, J. et SAINFELD, P. (1961). — *Mém. B. R. G. M.* (en préparation).
- BOWIE, S. et TAYLOR, K. (1958). — *The Min. Mag.*, nov. et déc.
- BRUNN, J. (1959). — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.* (Note préliminaire).
- CAILLÈRE, S., KRAUT, F. et ROUTHIER, P. (1956). — *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (5), VI, 169.
- DRESSER, J. (1914). — *Commission Géologique Canada, Mém.*, 22, 90.
- LÉVY, C. et PICOT, P. (1961). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 84.
- LODOTCHNIKOV, V. N. (1936). — *Trudy CNIGRI*, fasc. 38 (Moscou).
- LOGHINOV, V. P. (1941). — *Trudy Inst. Geol. Nauk*, Moscou, 5, t. 41, sér. métallurgénique.
- ORCEL, J. dans GLASSER E. (1934). — *Publ. Bur. Ét. Géol. Min. Colon.*, 2 (chrome, etc.), 146.
- ORCEL, J. (1925). — *Bull. Soc. franç. Minér.*, 48, 272.
- ORCEL, J. (1935). — *Arch. Muséum*, 6^e série, XII, 171.
- PHILIPS, F. (1927). — *Quart. J. géol. Soc.*, G. B., 83, 622.
- PICOT, P. (1959). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 82, 529.
- RAMDHOR, P. (1960). — *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen.*
- SCHNEUDERHOHN, H. (1949). — *Traité de gîtes métallifères.*

Contribution à l'étude structurale d'un sulfure de plomb, d'antimoine et d'étain : la Frankeite

PAR M. COULON, F. HEITZ ET M. TH. LE BIHAN,
Laboratoire de Minéralogie-Cristallographie, Sorbonne, Paris.

Résumé. — La Frankeite, minéral de formule chimique $\text{Pb}_5\text{Sn}_3\text{Sb}_2\text{S}_{14}$ appartient au groupe spatial $\text{P}\bar{1}$. Les paramètres de la maille élémentaire sont :

$$a = 46,9 \pm 0,5 \quad b = 5,82 \pm 0,04 \quad c = 17,3 \pm 0,5 \text{ \AA}$$

$$\alpha = \gamma = 90^\circ \quad \beta = 94^\circ 40' \pm 15'$$

Nous avons entrepris l'étude de sa structure cristalline en projection sur les plans yOz et xOz . Cette structure comporte des ensembles de liaisons rappelant celles de la galène, qui permettent d'expliquer le clivage parfait (001).

I. — ÉTUDE CRISTALLOGRAPHIQUE.

L'étude aux rayons X de nombreux échantillons de Frankeite provenant de trois gisements différents de Bolivie prouve qu'il s'agit d'une espèce bien définie. Les cristaux se présentent sous forme de fines lamelles de clivage (001) striées suivant la direction d'allongement Ox. Leur manipulation est rendue délicate par leur facilité à se cliver et surtout à se courber.

Malgré quelques petites variantes, surtout dans le taux des impuretés constituées de fer principalement, les analyses chimiques concordent et permettent d'attribuer à la Frankeite la formule : $\text{Pb}_5\text{Sn}_3\text{Sb}_2\text{S}_{14}$.

Les paramètres de la maille ont été mesurés sur des clichés de cristal tournant et sur des diagrammes de Weissenberg effectués avec la radiation $\text{CuK}\alpha$. L'angle β a été obtenu sur le cliché de Weissenberg ($h \ 0 \ l$). Les résultats sont les suivants :

$$a = 46,9 \pm 0,5 \text{ \AA}$$

$$b = 5,82 \pm 0,04 \text{ \AA}$$

$$c = 17,3 \pm 0,5 \text{ \AA}$$

$$\alpha = \gamma = 90^\circ \quad \beta = 94^\circ 40' \pm 15'$$

Un diagramme de poudre, dont le relevé est indiqué ci-dessous, nous a permis de vérifier ces paramètres :

| $h \ k \ l$ | $d \ (\text{\AA})$ | <i>intensité</i> |
|------------------|--------------------|------------------|
| 0 0 2 | 8,56 | très faible |
| 0 1 2 | 5,73 | très faible |
| 0 0 4 | 4,30 | faible |
| 0 0 5 | 3,44 | forte |
| | 3,11 | faible |
| 0 2 0 et (2 0 0) | 2,91 | forte |
| 0 0 6 et (0 2 4) | 2,86 | forte |
| 2 2 0 | 2,82 | forte |
| | 2,36 | faible |
| | 2,22 | faible |
| 4 0 4 | 2,05 | moyenne |
| 0 3 6 | 1,89 | très faible |
| 0 3 3 | 1,81 | faible |

Le nombre d'unités formulaires dans la maille est $Z = 8$.

La densité calculée est : $d_{\text{cal}} = 5,88$

Il n'a pas été possible de faire des mesures précises de la densité :

$$d_{\text{mes}} = 6,01 \pm 0,14$$

Sur le cliché de cristal tournant effectué autour de la direction \vec{b} (fig. 1), une strate moins intense C apparaît entre les strates 1 et 2. Elle peut être interprétée comme la 11^e strate d'une surstructure d'ordre 7. Il faut encore introduire une surstructure double pour expliquer l'existence des strates anormales E, F et D, ce qui conduit à un paramètre réel $b = 8,48 \text{ \AA}$. Mais

par la suite, nous avons constaté que nous pouvions, au moins en première approximation, ne tenir compte que du paramètre de 5,82 Å.

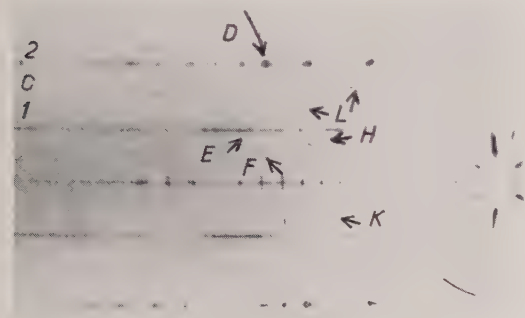


FIG. 1. — Diagramme de cristal tournant de la Franckeite axe de rotation $[010]$, radiation $\text{CuK}\alpha$.

Sur ce même cliché, certaines taches sur les rangées obliques notées H, K et L peuvent être attribuées à deux individus cristallins associés au cristal qui est responsable des réflexions les plus intenses; ces deux individus ont l'axe \vec{a} en commun avec le cristal principal et sont tournés par rapport à lui symétriquement d'un angle de $90^\circ 40'$. Ces trois individus sont certainement en relation de macle. Nous n'avons pas pu trouver des cristaux non macles.

Étant donné l'absence de symétrie sur le cliché de cristal tournant effectué autour de l'axe \vec{b} (fig. 1), on peut affirmer que le système cristallin est triclinique. Un test très sensible n'a permis de détecter aucune piézo-électricité et nous avons établi par différentes méthodes statistiques, dont celle de Karle et Hauptman, que la Franckeite possède un centre de symétrie. Nous concluons donc au groupe spatial P_1 .

II. — RECHERCHE DE LA STRUCTURE.

Les intensités des taches de diffraction ont été mesurées sur des clichés de Weissenberg $0kl$ et $h0l$. Les corrections de Lorentz et de polarisation ont été effectuées. Aucune correction d'absorption n'a été faite.

Projection suivant l'axe \vec{a} .

Nous avons constaté l'extinction systématique suivante : les réflexions $0kl$ n'existent que pour k pair. Nous en concluons qu'à un atome en position x, y, z correspond un atome de même espèce en position $x', y + \frac{1}{2}, z$.

La structure a été résolue sur cette projection par l'emploi simultané de deux méthodes :

1^o La méthode classique d'« essais et re-

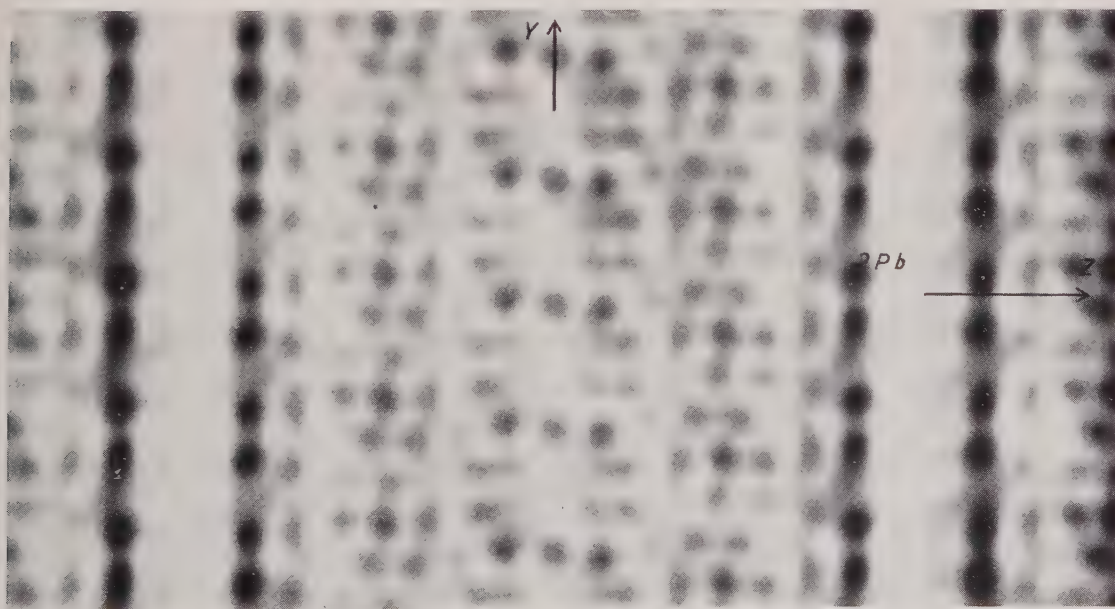


FIG. 2. — Projection de Fourier suivant l'axe \vec{a} .

touches » à partir de la fonction de Patterson effectuée au photosommateur harmonique.

2° L'utilisation des signes des F_{00l} obtenus par la méthode statistique de Karle et Hauptman, employée pour l'étude de la projection $x \ 0 \ z$.

Nous avons ainsi obtenu une projection de Fourier assez convergente (fig. 2). Le résultat peut paraître satisfaisant surtout si l'on considère que la projection est effectuée suivant la direction du grand paramètre (46,9 Å).

Nous n'avons pas pu distinguer les atomes d'antimoine des atomes d'étain. Un grand nombre d'atomes de soufre n'a pu être localisé sur cette projection.

Le tableau suivant donne les coordonnées des atomes dans la demi-maille :

| N° ATOMES | NATURE | y | z | N° ATOMES | NATURE | y | z |
|-----------|--------|---------|---------|-----------|--------|---------|---------|
| 1 | Pb | + 0,040 | + 0,182 | 23 | Sb | + 0,222 | + 0,219 |
| 2 | Pb | + 0,040 | + 0,250 | 24 | Sb | + 0,161 | + 0,358 |
| 3 | Pb | + 0,121 | + 0,412 | 25 | Sb | + 0,377 | + 0,344 |
| 4 | Pb | + 0,121 | + 0,412 | 26 | Sb | + 0,377 | + 0,344 |
| 5 | Pb | + 0,408 | + 0,405 | 27 | Sb | + 0,357 | + 0,229 |
| 6 | Pb | + 0,408 | + 0,405 | 28 | Sb | + 0,347 | + 0,165 |
| 7 | Pb | + 0,357 | + 0,283 | 29 | Sb | + 0,347 | + 0,165 |
| 8 | Pb | + 0,357 | + 0,229 | 30 | Sb | + 0,469 | + 0,060 |
| 9 | Pb | + 0,337 | + 0,095 | 31 | Sb | + 0,500 | + 0 |
| 10 | Pb | + 0,469 | + 0,060 | 32 | Sb | + 0,337 | — 0,045 |
| 11 | Pb | + 0,460 | — 0,182 | 33 | Sb | + 0,278 | — 0,219 |
| 12 | Pb | + 0,460 | — 0,250 | 34 | Sb | + 0,339 | — 0,358 |
| 13 | Pb | + 0,379 | — 0,412 | 35 | Sb | + 0,123 | — 0,344 |
| 14 | Pb | + 0,379 | — 0,412 | 36 | Sb | + 0,123 | — 0,344 |
| 15 | Pb | + 0,092 | — 0,405 | 37 | Sb | + 0,143 | — 0,229 |
| 16 | Pb | + 0,092 | — 0,405 | 38 | Sb | + 0,153 | — 0,165 |
| 17 | Pb | + 0,143 | — 0,283 | 39 | Sb | + 0,153 | — 0,165 |
| 18 | Pb | + 0,143 | — 0,229 | 40 | Sb | + 0,031 | — 0,060 |
| 19 | Pb | + 0,163 | — 0,095 | 41 | S | + 0,202 | + 0,287 |
| 20 | Pb | + 0,031 | — 0,060 | 42 | S | + 0,202 | + 0,287 |
| 21 | Sb | 0 | 0 | 43 | S | + 0,298 | — 0,287 |
| 22 | Sb | + 0,163 | + 0,045 | 44 | S | + 0,298 | — 0,287 |

Projection suivant l'axe \vec{b} .

La projection de Patterson suivant \vec{b} étant difficilement déchiffrable, nous avons alors essayé d'employer la méthode directe de détermination des phases des facteurs de structure de Karle et Hauptman qui consiste à vérifier des relations de probabilité entre les facteurs de structure normalisés.

Avec les facteurs de structure observés F_{h0l} ,

dont les signes ont été ainsi déterminés, nous avons réalisé la projection de Fourier sur le plan

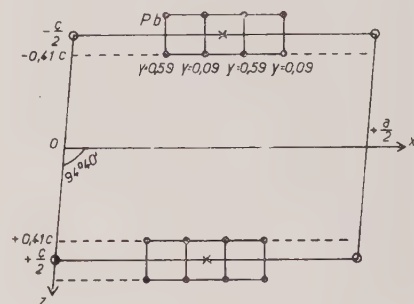


FIG. 3. — Projection de la demi-maille suivant b , x pseudo-axe binaire parallèle à $0 \ y$.

$x \ 0 \ z$; elle nous a fourni des renseignements sur les coordonnées z des atomes lourds mais aucun sur leurs coordonnées x . En effet, les signes des facteurs de structure F_{00l} qui ont les valeurs les plus fortes sont tous exacts et leur détermination a permis de résoudre la projection sur le plan $y \ 0 \ z$. Nos difficultés proviennent surtout de la médiocrité du cliché de Weissenberg ($h \ 0 \ l$) due à la forte absorption.

Nous avons localisé sur la projection $x \ 0 \ z$ (fig. 3) deux rangées de huit atomes de plomb

qui expliquent bien le clivage parfait parallèlement au plan $x\ 0\ z$. Ces atomes se correspondent deux à deux par l'opération d'un axe binaire

parallèle à OY de coordonnées $x = \frac{1}{4}$ et $z = \frac{1}{2}$.

Ceci explique la pseudo-symétrie monoclinique qui apparaît sur le cliché de cristal tournant effectué autour de \vec{b} .

N'ayant pu obtenir de clichés de Weissenberg ($h\ k\ 0$) de qualité satisfaisante, nous n'avons pas

pu nous aider d'une projection de Fourier suivant \vec{c} . Néanmoins, les renseignements tirés de l'interprétation des projections suivant \vec{a} et \vec{b} montrent que l'antimoine joue le rôle d'un cation : nous n'avons pu déceler aucune liaison directe Pb — Sb. Il semble d'ailleurs que, dans tous les composés naturels de ce type, étudiés jusqu'à présent, le comportement de l'arsenic comme celui de l'antimoine soit essentiellement celui d'un cation (Le Bihan M. Th., 1959; Le Bihan M. Th. et Petiau J., 1960).

BIBLIOGRAPHIE

- KARLE, J. et HAUPTMAN, H. (1953). — *Acta Cryst.*, 6, 131.
 LE BIHAN, M. Th. (1959). — *C. R. Acad. Sci., Paris*, 249, 719.
 LE BIHAN, M. Th. et PETIAU, J. (1960). — *C. R. Acad. Sci., Paris*, 251, 2196.
 NUFFIELD, E. W. (1948). — *Amer. Mineral.*, 33, 203.
 STELZNER, A. W. (1893). — *Neues Jb. Mineral., Abh.*, Dtsch., 2, 114.

Bull. Soc. franç. Minér. Crist.
 (1961). LXXXIV, 353-63.

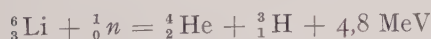
Contribution à l'étude radiocristallographique de l'effet des neutrons sur les monocristaux de LiF

PAR M. DUBOIS ET M. TOURNARIE,
 C. E. N., Saclay.

Résumé. — Nous avons étudié l'évolution des réflexions 200 et 400 de monocristaux de LiF irradié aux neutrons pour des doses variant de 10^{17} à 10^{18} n/cm². Les réflexions présentent une nette dissymétrie et pour des doses inférieures à $5 \cdot 10^{17}$ semblent constituées d'un pic fin associé à une base large et diffuse. Il semble qu'il y ait des rassemblements organisés de défauts ponctuels pour donner des zones perturbées dont le nombre varierait peu avec l'irradiation et lui serait peut-être pré-existant.

Cette étude a porté sur le fluorure de lithium irradié à des doses allant de $1 \cdot 10^{17}$ à $2 \cdot 10^{18}$ neutrons thermiques par centimètre carré, dans le but d'apporter quelques éléments supplémentaires à la connaissance des défauts dans les cristaux.

La source principale de défauts est la réaction



dont la section efficace, pour la richesse naturelle,

Bull. Soc. franç. Minér. Crist., 1961.

est 70 barns. Les particules ainsi éjectées avec une énergie respective de 2,1 et 2,7 MeV perturbent le réseau. Les défauts créés influent sur la diffusion et la diffraction des rayons X. Notre étude s'est plus particulièrement attachée à la forme des réflexions 200 et 400 sur des monocristaux clivés parallèlement aux plans (100), et ceci par deux méthodes :

— montage à cristal oscillant,

— montage avec monochromateur, le cristal restant fixe.

MÉTHODE EXPÉRIMENTALE.

Montage à cristal oscillant.

Le rayonnement utilisé est $\text{CuK}\alpha_1 - \alpha_2$. La divergence totale du faisceau incident est réduite à 3.10^{-2} degré par deux fentes, l'une près de la sortie du tube, l'autre plus près de l'échantillon (fig. 1). Celui-ci est animé d'un mouvement d'oscillation autour d'un axe confondu avec la trace du faisceau. Ce mouvement est indépen-

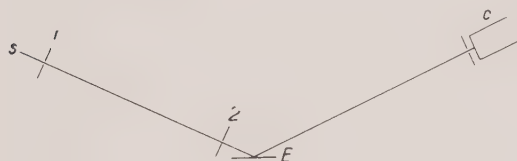


FIG. 1. — Montage à cristal oscillant. 1 : 1^{re} fente ; 2 : 2^e fente ; c : compteur.

dant de la rotation 2θ du compteur Geiger-Müller et d'amplitude supérieure à la largeur angulaire de la réflexion (le domaine d'oscillation est plus grand au deuxième ordre qu'au premier). La période d'oscillation est beaucoup plus courte que le temps de comptage. La fente devant le compteur a une largeur de 0,075 mm.

Au départ, on règle l'échantillon de façon à avoir le maximum d'intensité lorsque le compteur est à l'angle 2θ de Bragg de la réflexion étudiée. On règle alors l'intensité incidente de manière à obtenir un nombre de coups compatible avec les temps morts du compteur et de l'appareillage, et l'enregistrement se fait normalement avec l'échantillon oscillant.

L'emploi d'un histogramme automatique améliore la précision (Bergé-Tournarie, 1960). Le comptage se fait pour une position fixe du compteur, par la méthode mixte ou à nombre de photons constant si bien que la précision est la même sur les faibles intensités et sur les plus fortes. Dans certains cas, pour accélérer les mesures, l'histogramme restant réglé sur un nombre de coups constant, on ajoute aux impulsions dues aux photons une quantité connue d'impulsions provenant de la base de temps [comptage par la méthode mixte (Bergé-Tournarie)]. La précision sur les faibles intensités est alors moindre. L'avance du goniomètre entre chaque comptage est de 2×10^{-2} degré (en 2θ).

Interprétation dans l'espace réciproque : Pour

chaque position du compteur, l'oscillation de l'échantillon permet l'intégration dans le réseau réciproque suivant une direction perpendiculaire à l'axe $[100]$ (fig. 2). Le réglage des positions du compteur et de l'échantillon est tel que, compte tenu des divergences, le domaine de

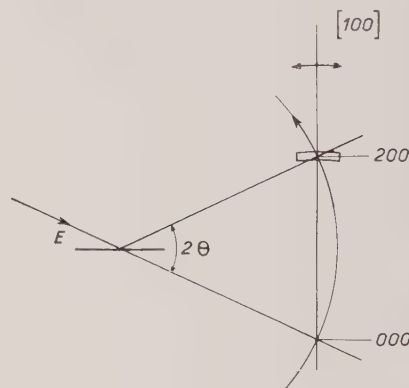


FIG. 2. — Interprétation dans l'espace réciproque du montage à cristal oscillant.

l'espace réciproque exploré est très approximativement un parallépipède dont la dimension perpendiculaire à la figure est grande. L'intensité observée correspond donc à l'intégration du nœud perpendiculairement à l'axe $[100]$.

Montage au monochromateur.

C'est en fait le montage de Barraud (1942) et de Lambot et Vassamilet (1953). L'échantillon fixe est au point de focalisation d'un faisceau rendu monochromatique par réflexion sur une lame de quartz taillée courbée (monochromateur Johansson) et fait l'angle de Bragg avec le rayon médian.



FIG. 3. — Montage avec monochromateur et cristal fixe.

Un compteur se déplace par translation, perpendiculairement au faisceau réfléchi, à 70 cm du cristal et permet l'enregistrement continu de l'intensité (fig. 3).

Le rayonnement utilisé est $\text{CuK}\alpha_1$. L'élimina-

tion de la composante α_2 est obtenue en utilisant le rayonnement émis par l'anode sous un angle inférieur à 3° . Le foyer est alors assez fin pour que le monochromateur ne puisse réfléchir à la fois les deux composantes $\text{CuK}\alpha_1 - \text{CuK}\alpha_2$.

La divergence du faisceau incident permet la réflexion sur le fluorure de lithium dans une ouverture angulaire assez grande. En moyenne, la largeur de la réflexion est du même ordre de grandeur ou inférieure à la divergence; cette dernière est de $2^\circ 5$ pour l'étude faite sur la réflexion 200 et $2^\circ 9$ pour celle faite sur 400. Des recouvrements par rotation de l'échantillon ont permis de vérifier effectivement que la largeur de la réflexion n'était pas supérieure à la divergence du faisceau.

Le réglage de la réflexion 200 a été fait à l'écran fluorescent. La réflexion est très faible, mais visible, surtout dans le cas de cristaux irradiés. Le faisceau monochromatique a environ 5 mm de hauteur et 1,5/10 à 2/10 mm de largeur au point de focalisation.

Comme le faisceau réfléchi est reçu à une distance de 70 cm de l'échantillon, on obtient une assez grande dispersion : 1 mm équivaut à $1,43 \cdot 10^{-3}$ radian ou 0,082 degré en 2θ . La fente de réception devant le compteur a une largeur de 0,050 mm. Un compte-tours repère le déplacement du compteur au 1/10 et éventuellement au 1/50 mm. La vitesse d'exploration au cours de nos expériences était de 1 mm en 3 minutes ou 0,027 degré (2θ) par minute.

L'enregistrement donne l'intensité en fonction du déplacement du compteur, donc de l'angle de diffraction.

La partie délicate de ce montage est le réglage du monochromateur, et comme pour celui à cristal oscillant, le réglage du parallélisme de la trace du faisceau sur l'échantillon et de la fente d'analyse du compteur.

Pour une mesure quantitative, le faisceau monochromatique doit être homogène dans son domaine de divergence. Or les presses utilisées n'ont pas toujours donné satisfaction; de plus le réglage du monochromateur, quand l'anticathode est vue sous un angle inférieur à 3° , est plus délicat et nous avons dû nous contenter d'une égalité d'intensité à $\pm 10\%$ sur toute la largeur du faisceau, en moyenne.

L'échantillon est porté par une tête goniométrique. On règle la verticalité de l'échantillon par rotation autour d'un axe horizontal jusqu'à obtenir un maximum d'intensité au pic de la réflexion, repéré auparavant en déplaçant lentement le compteur à la main.

Une vérification de tous les réglages est donnée par l'enregistrement des réflexions 200 et 400 sur un échantillon de LiF non irradié. La réflexion doit être symétrique (mise à part la légère dissymétrie apportée par l'absorption dans l'échantillon du côté des petits angles) et la largeur à mi-hauteur ne doit pas excéder 0,3 mm de diffraction réelle soit 0,025 degré en 2θ pour la réflexion 200 et 0,4 mm soit 0,033 degré en 2θ pour la réflexion 400 (fig. 4 a-4 b).

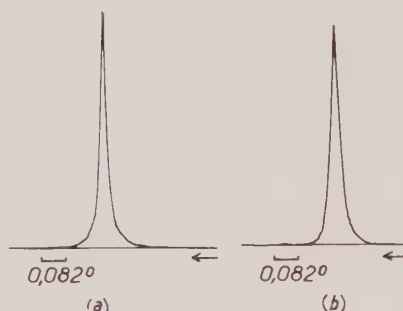


FIG. 4. — Réflexions 200 et 400 de LiF non irradié (montage avec monochromateur). a : 200 ; b : 400.

Interprétation dans l'espace réciproque : La divergence ε du faisceau incident se traduit par la possibilité de réflexion dans l'espace réciproque entre deux sphères d'Ewald passant au point S_0 dont les diamètres font entre eux l'angle de divergence ε .

Pour un angle θ de réflexion donné, le compteur observe dans la direction 2θ , et l'intensité en ce point est intégrée suivant AB (fig. 5) qui fait un angle θ avec la direction $[100]$ du réseau réciproque. Le mouvement du compteur se fait

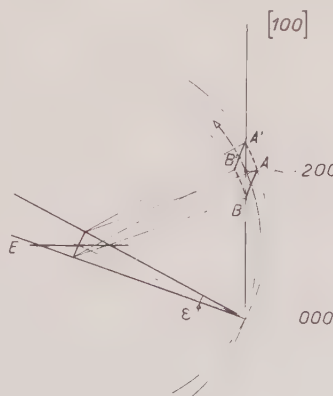


FIG. 5. — Interprétation dans l'espace réciproque du montage avec monochromateur.

suivant un arc de cercle méridien centré sur 0, incliné également d'un angle θ sur l'axe [100] du réseau réciproque.

Donc en chaque point de l'enregistrement, on a l'intégration du nœud et son enregistrement, suivant des coordonnées obliques dont l'angle varie avec la réflexion considérée.

RÉSULTATS.

L'analyse porte sur les réflexions 200 et 400 pour un rayonnement monochromatique $\text{CuK}\alpha_1$. La composante $\text{K}\alpha_2$ a été éliminée soit géométriquement, soit analytiquement. De plus il a été

vérifié que l'extinction était négligeable sur les échantillons irradiés, le rapport des intensités intégrées du premier au second ordre étant conforme aux calculs théoriques.

On remarque immédiatement (par exemple fig. 6 : réflexions obtenues au montage avec monochromateur) la nette dissymétrie de la réflexion. Jusqu'à une dose de $5 \cdot 10^{17} \text{ n/cm}^2$, la réflexion semble constituée d'un socle de diffusion, et d'un pic peu ou non élargi par rapport à la réflexion de l'échantillon non irradié. Pour des doses supérieures le pic s'élargit jusqu'à se fondre dans la diffusion et, à partir de 10^{18} n/cm^2 , la dissymétrie décroît.

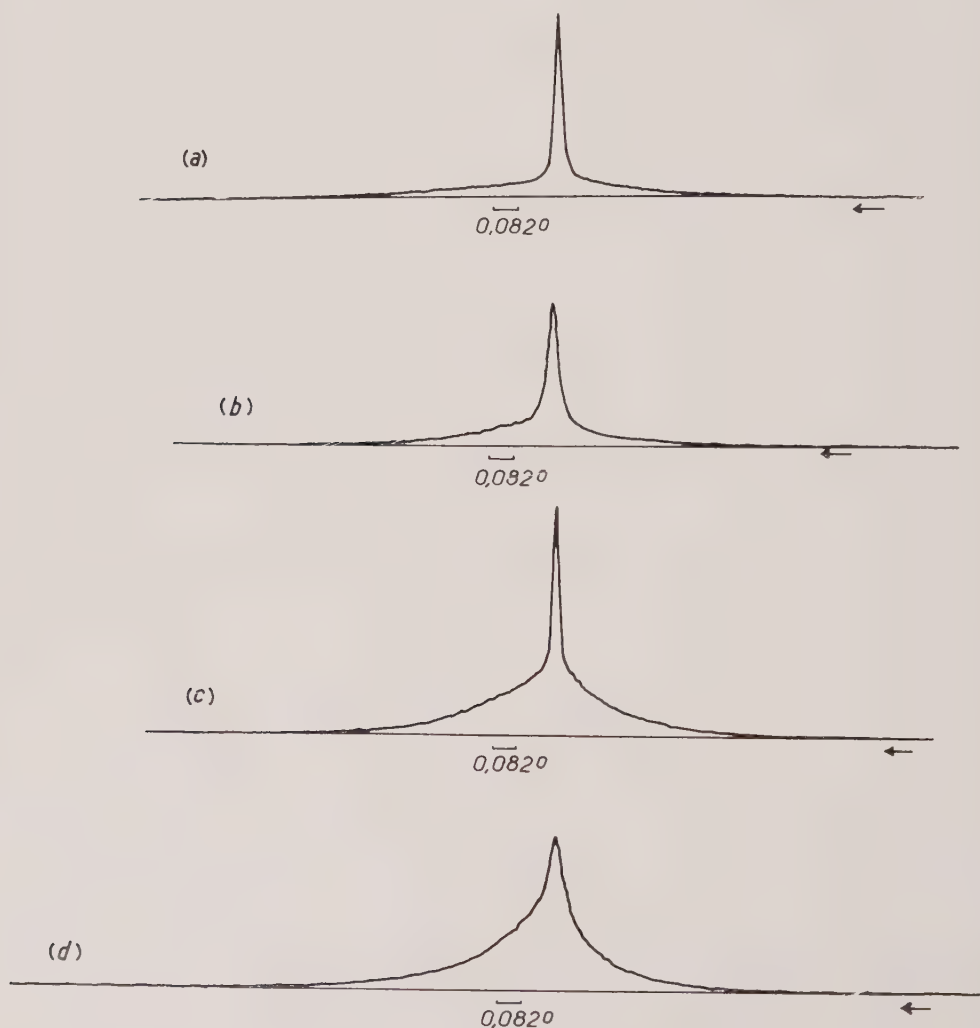


FIG. 6. — Réflexions 200 et 400 de monocristaux de LiF irradiés $1 \cdot 10^{17} \text{ n/cm}^2$ et $3 \cdot 10^{17} \text{ n/cm}^2$ (montage avec monochromateur) a) $1 \cdot 10^{17}$: 200; b) $1 \cdot 10^{17}$: 400; c) $3 \cdot 10^{17}$: 200; d) $3 \cdot 10^{17}$: 400.

Hypothèse de deux phases distinctes, non déformées.

La forme des raies obtenues suggéra, comme première explication simple, la présence de deux phases distinctes, non déformées. Nous avons alors essayé de séparer, par dissociation graphique, les réflexions en deux parties, chacune symétrique : l'une est représentée par le pic, la partie la plus fine de la réflexion ; l'autre par la diffusion, c'est-à-dire la surface sous le pic, large et étendue. Mais il semble que la dissymétrie soit essentielle, car si, dans certains cas, la décomposition fut possible, sans doute facilitée par le manque de précision sur les fins de courbe, elle n'amène que des résultats incohérents. Le tableau I montre la variation du rapport de l'aire du pic à l'aire totale en fonction de l'ordre et de la dose dans le cas des décompositions possibles. Ce rapport est sans relation avec l'ordre alors qu'il devrait être constant dans l'hypothèse de deux phases distinctes.

TABLEAU I.

Rapport de la surface du pic à la surface totale.

M : résultats obtenus au monochromateur.
G : résultats obtenus avec cristal oscillant.

| DOSE EN n/cm^2 | $1 \cdot 10^{17}$ | | $3 \cdot 10^{17}$ | |
|----------------------------|-------------------|------|-------------------|------|
| | 200 | 400 | 200 | 400 |
| M..... | 0,41 | 0,33 | 0,24 | 0,68 |
| G..... | 0,58 | 0,36 | | |

Interprétation monophasique.

En fait, la dissymétrie est trop grande pour que la dissociation décrite précédemment soit possible. Aussi avons-nous essayé une autre décomposition des réflexions, en une partie centrale symétrique, non perturbée, et une diffusion dissymétrique. Deux modèles extrêmes sont possibles (fig. 7) :

— dans le tracé « pic », la diffusion est considérée comme nulle sous le pic, comme dans le cas d'une déformation élastique pure sans changement de volume (par exemple Tucker et Sénio) ;

— dans le tracé « pointe », la diffusion présente son maximum sous la pointe.

En fait, le sommet réel d'un pic dû à la partie peu perturbée du réseau paraît intermédiaire entre les deux tracés, étant données les largeurs du pic et de la pointe. En effet la pointe est parfois plus fine que la réflexion donnée par le

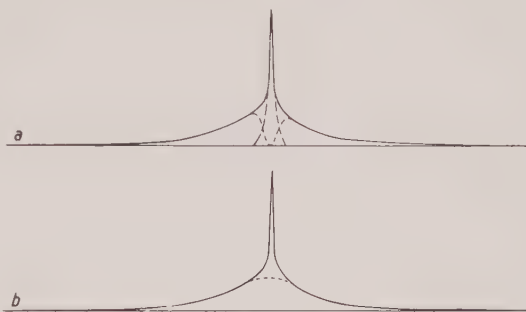


FIG. 7. — Deux modèles de décomposition des réflexions :
a) tracé pic ; b) tracé pointe.

cristal non irradié, ce qui montre qu'on sous-évalue sa hauteur. Le tracé « pointe » ne correspond à aucun traitement analytique connu mais permet d'encadrer la réalité.

A partir de ces tracés, nous avons calculé la variation de la diffusion en fonction de l'ordre et de la dose reçue (tableau II). Son rapport à l'aire totale augmente légèrement avec l'irradiation, mais varie peu d'un ordre à l'autre.

La dissymétrie est un paramètre que nous avons également étudié car c'est un fait expérimental important et elle peut intervenir dans différentes théories.

Nous avons défini le taux de dissymétrie D comme

$$D = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} [f(x) - f(-x)] dx}{\int_{-\infty}^{\infty} f(x) dx}$$

l'origine des x étant prise au sommet du pic. Si l'on rapporte la dissymétrie à l'intensité totale, qui est indépendante de l'état du cristal, sa valeur augmente avec l'irradiation (tableau III).

La dissymétrie observée varie peu du premier au deuxième ordre dans les expériences faites dans le montage à cristal oscillant mais double dans celles faites avec monochromateur. On peut imputer cette variation à la géométrie d'intégration dans ce dernier montage.

En effet, supposons par exemple le nœud symétrique de révolution autour de l'axe [100]

TABLEAU II.

Rapport de la surface de diffusion dans les tracés pic et pointe à la surface totale S_T .

| DOSES | | 1. 10 ¹⁷ | | 2. 10 ¹⁷ | | 3. 10 ¹⁷ | | 4,65. 10 ¹⁷ | | 5,5. 10 ¹⁷ | |
|--------------------------------|---|---------------------|------|---------------------|------|---------------------|------|------------------------|------|-----------------------|------|
| | | 200 | 400 | 200 | 400 | 200 | 400 | 200 | 400 | 200 | 400 |
| $\frac{S_T - \text{pic}}{S_T}$ | G | 0,80 | 0,71 | | | 0,86 | 0,80 | | | | |
| | M | 0,60 | 0,67 | 0,55 | 0,71 | 0,76 | 0,78 | 0,70 | 0,83 | 0,77 | 0,84 |
| $\frac{S_T - \text{pte}}{S_T}$ | G | 0,72 | 0,78 | | | 0,86 | 0,86 | | | | |
| | M | 0,68 | 0,72 | 0,69 | 0,82 | 0,80 | 0,86 | 0,89 | 0,92 | 0,89 | 0,94 |

Précision absolue $\pm 0,07$.

du réseau réciproque mais dissymétrique sur cet axe par rapport au centre du nœud. Si l'intégration se faisait suivant un plan parallèle à l'axe ($\alpha = 0$, fig. 8) la dissymétrie observée serait nulle. Mais si elle s'effectue suivant un plan perpendiculaire à l'axe [100] ($\alpha = 90^\circ$,

expérience à cristal oscillant), la dissymétrie observée est maximum. La variation avec l'angle d'intégration dépend de la forme du nœud mais si cette dissymétrie est proche de la forme p des harmoniques sphériques, la dissymétrie observée variera d'une manière mono-

TABLEAU III.

Rapport de la dissymétrie à l'aire totale, à l'aire de la diffusion dans les tracés pic et pointe.

| DOSE | | 1. 10 ¹⁷ | | 2. 10 ¹⁷ | | 3. 10 ¹⁷ | | 4,65. 10 ¹⁷ | | 5,5. 10 ¹⁷ | |
|------------------------------------|---|---------------------|-------|---------------------|-------|---------------------|-------|------------------------|-------|-----------------------|-------|
| | | 200 | 400 | 200 | 400 | 200 | 400 | 200 | 400 | 200 | 400 |
| $\frac{D}{\bar{S}_T}$ | G | 0,166 | 0,135 | | | 0,200 | 0,190 | | | | |
| | M | 0,068 | 0,122 | 0,089 | 0,165 | 0,099 | 0,186 | 0,094 | 0,196 | 0,117 | 0,227 |
| $\frac{D}{\bar{S}_T - \text{pic}}$ | G | 0,21 | 0,18 | | | 0,18 | 0,24 | | | | |
| | M | 0,11 | 0,18 | 0,16 | 0,24 | 0,13 | 0,24 | 0,125 | 0,24 | 0,154 | 0,295 |
| $\frac{D}{\bar{S}_T - \text{pte}}$ | G | 0,23 | 0,17 | | | 0,23 | 0,22 | | | | |
| | M | 0,10 | 0,17 | 0,128 | 0,205 | 0,125 | 0,215 | 0,105 | 0,210 | 0,133 | 0,240 |

Précision relative $\pm 10\%$.

tone, ce qui peut expliquer le facteur 2 entre deux intégrations d'inclinaison différente sur l'axe [100].

En principe, les résultats aux premier et deuxième ordres ne sont pas comparables, sans hypothèses sur la forme des nœuds. La dissymétrie observée pour des explorations du nœud perpendiculaires à l'axe [100] reste constante d'un ordre à l'autre ; d'autre part, le rapport diffusion/aire totale est lui aussi constant du premier au second ordre ; on peut alors admettre que les nœuds sont semblables et les différentes expériences à cristal oscillant et au monochromateur pourront être interprétées comme des projections du nœud suivant trois directions différentes (fig. 8).

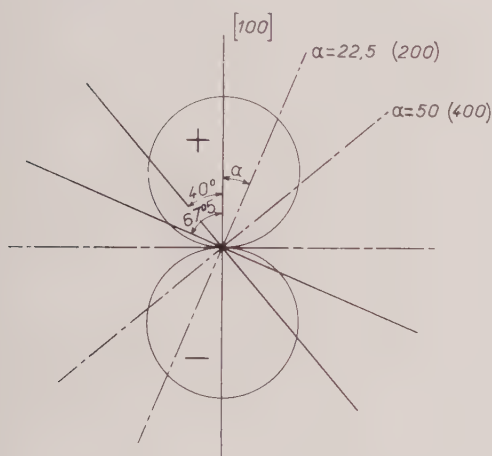


FIG. 8. — Dissymétrie observée suivant la direction d'intégration.

Le même argument joue pour les largeurs intégrales.

La *largeur intégrale*, d'après sa définition

$$L = \frac{\text{intensité totale}}{\text{intensité max.}},$$

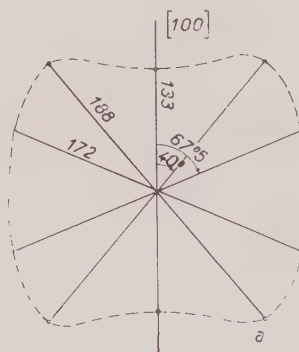
fait intervenir l'intégrale du nœud, indépendante de la direction d'intégration et la valeur au maximum, c'est-à-dire l'intégration de l'intensité dans des plans déterminés du réseau réciproque. Donc elle dépend de la section suivant l'axe correspondant du réseau direct. Les expériences à cristal oscillant donneront une section suivant un axe [100], les expériences au monochromateur suivant deux axes inclinés de 67,5 degrés pour le premier ordre et de 40 degrés pour le second ordre sur l'axe [100] (fig. 8).

On peut définir une largeur intégrale pour tout le nœud ou pour la diffusion seulement. Nous n'avons considéré que ce dernier cas. En effet, dans le cas de déformations traitées théoriquement (par exemple, Tournarie, 1959, formule 18), la largeur intégrale de la diffusion seule donne l'extension du champ de déplacement autour d'un défaut. Dans le cas général, on peut admettre que ceci reste qualitativement vrai et que ce paramètre est lié au domaine moyen d'action du défaut, que nous dénommerons l'extension l .

Expérimentalement, dans les mesures à cristal oscillant, l'extension du nœud l/l , suivant la direction [100], est projetée sur la sphère d'Ewald (fig. 2).

$$\frac{l}{l} \cdot \frac{1}{\cos \theta} = \Delta(2\theta) \times \frac{1}{\lambda}$$

où $\Delta(2\theta)$ est la largeur angulaire correspondant à la largeur intégrale de la réflexion et λ la longueur d'onde utilisée ; dans les mesures au mono-



chromateur, l'extension que l'on mesure est celle qui correspond à une section du nœud perpendiculaire à la direction d'intégration, donc faisant un angle $\frac{\pi}{2} - \theta$ avec la direction [100] (fig. 4).

$$\frac{1}{l} \frac{1}{\sin 2\theta} = \Delta(2\theta) \times \frac{1}{\lambda} \quad l = \frac{\lambda}{\Delta(2\theta) \sin 2\theta}$$

Les résultats résumés au tableau IV donnent une idée des dimensions du domaine d'action du défaut ainsi que leur variation avec l'irradiation (fig. 9). Le volume du défaut croît presque proportionnellement à la dose reçue. On peut en conclure que leur nombre varie peu dans le domaine des doses étudiées. Le nombre, indépendant de celui des fissions, peut être déduit du volume du défaut individuel moyen au moment où le pic se fond dans la diffusion, c'est-à-dire au moment où les domaines d'action sont jointifs, ce qui se passe pour une dose approximative de 10^{18} n/cm². On trouve alors $5 \cdot 10^{16}$ défauts/cm³, valeurs du même ordre de grandeur que celles obtenues à la suite de considérations totalement différentes par M. Lambert (1958).

Interprétation.

Nous pouvons résumer les résultats expérimentaux en cinq points :

a) A un premier stade d'irradiation, les réflexions se présentent comme un pic fin surmontant une base diffuse, dissymétrique, plus intense vers les grands angles.

b) Les réflexions observées ne peuvent se décomposer en deux réflexions distinctes, symétriques, gardant la même valeur relative d'un ordre à l'autre.

c) D'un ordre à l'autre, la diffusion et le pic gardent la même valeur relative.

d) D'un ordre à l'autre, la dissymétrie reste proportionnelle au pic et à la diffusion.

e) L'intensité diffusée est anisotrope.

Nature du défaut : Plusieurs hypothèses sont examinées et confrontées avec les résultats expérimentaux.

Le schéma de deux phases distinctes, non déformées, ne peut être retenu par suite du point a.

Les effets de distorsion traités par Warren (1950), sans corrélation de déplacement d'une maille à l'autre, donnent un élargissement symétrique, croissant avec l'ordre de la réflexion et ne correspondent donc pas aux effets que nous avons observés. Il est nécessaire, étant donné la dissymétrie « observée », de faire intervenir une corrélation entre les déplacements. (On entend par corrélation, le fait que le déplacement probable des atomes dans une maille dépend de celui des atomes voisins).

Le calcul a été effectué dans le cas général par Tournarie (1959) au moyen d'un champ de dé-

TABLEAU IV.

Valeurs de l , Dimensions en Å assimilées au domaine d'action du défaut.

Variation de v avec la dose, v étant le rapport du volume l^3 pour un flux donné au volume pour le flux de $1 \cdot 10^{17}$.

| DOSE | | 1. 10 ¹⁷ | | 2. 10 ¹⁷ | | 3. 10 ¹⁷ | | 4,65. 10 ¹⁷ | | 5,5. 10 ¹⁷ | |
|------|---|---------------------|-----|---------------------|-----|---------------------|-----|------------------------|-----|-----------------------|-----|
| | | 200 | 400 | 200 | 400 | 200 | 400 | 200 | 400 | 200 | 400 |
| I | G | 134 | 133 | 228 | 210 | 173 | 138 | 249 | 216 | 251 | 224 |
| | M | 172 | 188 | | | 186 | 163 | | | | |
| | | | | | | 192 ⁽¹⁾ | 193 | | | | |
| v | | 1 | | 2,3 | | 1,4 | | 3 | | 3,15 | |

(1) Mesures faites pour deux monocristaux de LiF irradiés en même temps à la pile. L'échantillon irradié à un flux de $3 \cdot 10^{17}$ n/cm² paraît aberrant. Ceci peut être dû à une erreur de dose, les doses étant difficilement accessibles par suite de l'ignorance sur l'environnement du cristal au cours de l'irradiation. L'erreur relative est sur l de 6 %, sur v de 20 %.

placement. Ce modèle justifie la coexistence d'un pic fin et d'une diffusion, cette dernière dissymétrique. Dans le cas d'une diffusion faible, elle devrait croître comme le carré de l'ordre et sa dissymétrie au moins comme l'ordre. Le modèle de distorsion avec corrélation utilisé apporte donc une description qualitative des raies mais échoue dans l'explication de leur évolution quantitative avec l'ordre. Ce désaccord peut-il être attribué à l'un ou à plusieurs des faits suivants ?

α) Négligence des termes supérieurs dans le développement de la diffusion.

β) Choix d'un champ de déplacement monotone.

γ) Perturbation du pouvoir diffusant lié entièrement au déplacement des atomes (sans corrélation avec leur nature).

Ces trois points ont été examinés en détail :

— Le premier ne devrait que diminuer et non supprimer la croissance de la diffusion avec l'ordre.

— Pour avoir une idée de l'influence du deuxième point, nous avons calculé le cas d'un champ univoque mais non monotone, ce qui revient à deux champs différents représentant les déplacements, l'un des atomes de lithium, l'autre des atomes de fluor. On aboutit là encore aux mêmes conclusions quantitatives (voir annexe I).

Nous ne pouvons non plus attribuer le désaccord à la troisième possibilité seule. La corréla-

tion de la nature des atomes avec leur déplacement a été traitée par Warren, Averbach et Roberts (1951) dans l'hypothèse d'une substitution désordonnée. Ils aboutissent à des raies fines, associées à une base diffuse dissymétrique mais croissant encore avec l'ordre.

Conclusion.

Parmi les théories dont les calculs ont été développés, aucune ne peut donner l'explication entière des caractéristiques et de l'évolution du premier au second ordre des réflexions monocristallines du LiF irradié. Une étude sur les ordres supérieurs pourrait apporter des renseignements complémentaires et permettrait sans doute de relier plus clairement l'évolution du pic et de la diffusion avec les défauts créés par irradiation dans le fluorure de lithium.

Il semble cependant qu'il faille chercher la solution dans un champ d'hypothèses non encore développées mathématiquement, par exemple dans la corrélation entre la densité électronique d'un défaut structuré, son extension et la distorsion qu'il crée autour de lui.

Enfin, il apparaît vraisemblable que, dès le flux de 10^{17} n/cm², on observe la nucléation des amas de défauts ponctuels, amas dont les effets ont été déjà signalés par Pério, Tournarie, Gance (1955), autour de germes dont la quantité est indépendante de la dose d'irradiation et est peut-être préexistante à cette dernière.

ANNEXE I

CALCUL DE LA DIFFUSION DANS LE CAS D'UN CHAMP DIFFÉRENT DÉCRIVANT LES DÉPLACEMENTS DES ATOMES DE LITHIUM ET CEUX DES ATOMES DE FLUOR.

Ceci permet de représenter très sensiblement mais non exactement un champ unique qui serait fortement modulé par le réseau. En effet, la densité électronique est assez faible entre les atomes pour que l'on puisse les considérer comme séparés par une région de densité nulle. Leur déplacement est déterminé par la valeur du champ de déplacement au centre de l'atome, et il existe plusieurs champs qui décrivent sensiblement la même densité électronique (Tournarie, 1959).

Soient ρ_1 la densité électronique due aux atomes de lithium par exemple et ρ_2 la densité électronique due aux atomes de fluor. La densité électronique totale devient

$$\begin{aligned} & \rho_1 [\mathbf{x} + \mathbf{h}_1(\mathbf{x})] + \rho_2 [\mathbf{x} + \mathbf{h}_2(\mathbf{x})] \\ &= \left[1 + \sum_i h_{1i} \frac{\partial}{\partial x_i} + \frac{1}{2} \sum_i \sum_j h_{1i} h_{1j} \frac{\partial^2}{\partial x_i \partial x_j} + \dots \right] \rho_1(\mathbf{x}) \\ &+ \left[1 + \sum_i h_{2i} \frac{\partial}{\partial x_i} + \frac{1}{2} \sum_i \sum_j h_{2i} h_{2j} \frac{\partial^2}{\partial x_i \partial x_j} + \dots \right] \rho_2(\mathbf{x}). \end{aligned}$$

La transformée de Fourier de cette densité est, si H_1 est la transformée de h_1 , H_2 la transformée de h_2

$$\begin{aligned} P(\mathbf{X}) = & P_1 + 2\pi j \sum_i H_{1i} \oplus X_i P_1 - 2\pi^2 \sum_i \sum_j H_{1i} \oplus H_{1j} \oplus X_i X_j P_1 + \dots \\ & + P_2 + 2\pi j \sum_i H_{2i} \oplus X_i P_2 - 2\pi^2 \sum_i \sum_j H_{2i} \oplus H_{2j} \oplus X_i X_j P_2 + \dots \end{aligned}$$

L'amplitude diffusée dans le cas d'un réseau non perturbé est donnée par l'expression

$$P(\mathbf{X}) = \sum_n F_n \delta(\mathbf{X} - \mathbf{X}_n).$$

Dans le cas du réseau perturbé, comme il a été indiqué ci-dessus, l'amplitude diffusée devient, pour un nœud donné

$$\begin{aligned} P(\mathbf{X}) = & \sum_n F_1 \delta(\mathbf{X} - \mathbf{X}_n) \oplus \sum_{k=0}^{\infty} \frac{1}{k!} [2\pi j \mathbf{X}_n \cdot \mathbf{H}_1]^{\oplus k} \\ & + \sum_n F_2 \delta(\mathbf{X} - \mathbf{X}_n) \oplus \sum_{k=0}^{\infty} \frac{1}{k!} [2\pi j \mathbf{X}_n \cdot \mathbf{H}_2]^{\oplus k} \end{aligned}$$

En reprenant le modèle déjà exposé par Tournarie (1959) d'un défaut dont le champ dérive d'un potentiel centro-symétrique H est imaginaire pur et ses composantes antisymétriques. Soient $H(\mathbf{X})$ la composante de $jH(\mathbf{X})$ dans la direction \mathbf{X}_n et $D(\mathbf{X})$, le facteur de forme d'une cristallite ; on a alors pour l'amplitude diffusée autour d'un nœud, ce dernier étant pris comme origine :

$$\begin{aligned} F_1 D \oplus \sum_{k=0}^{\infty} \frac{1}{k!} [2\pi \mathbf{X}_n \cdot \mathbf{H}_1]^{\oplus k} + F_2 D \oplus \sum_{k=0}^{\infty} \frac{1}{k!} [2\pi \mathbf{X}_n \cdot \mathbf{H}_2]^{\oplus k} \\ = D[F_1 + F_2] \\ + 2\pi \mathbf{X}_n [F_1 [D \oplus \mathbf{H}_1] + F_2 [D \oplus \mathbf{H}_2]] \\ + 2\pi^2 \mathbf{X}_n^2 [F_1 [D \oplus \mathbf{H}_1 \oplus \mathbf{H}_1] + F_2 [D \oplus \mathbf{H}_2 \oplus \mathbf{H}_2]] \\ + \frac{4}{3} \pi^3 \mathbf{X}_n^3 [F_1 [D \oplus \mathbf{H}_1 \oplus \mathbf{H}_1 \oplus \mathbf{H}_1] + F_2 [D \oplus \mathbf{H}_2 \oplus \mathbf{H}_2 \oplus \mathbf{H}_2]] \\ + \dots \end{aligned}$$

L'intensité est donnée par

$$\begin{aligned} PP^* = & D^2 [F_1 + F_2]^2 \\ & + 4\pi \mathbf{X}_n [F_1 [F_1 + F_2] D [D \oplus \mathbf{H}_1] + F_2 [F_2 + F_1] D [D \oplus \mathbf{H}_2]] \\ & + 4\pi^2 \mathbf{X}_n^2 \{ F_1^2 [D \oplus \mathbf{H}_1]^2 + F_2^2 [D \oplus \mathbf{H}_2]^2 + F_1 F_2 [D \oplus \mathbf{H}_1] [D \oplus \mathbf{H}_2] \\ & \quad + [F_1 + F_2] [F_1^2 D [D \oplus \mathbf{H}_1 \oplus \mathbf{H}_1] + F_2^2 D [D \oplus \mathbf{H}_2 \oplus \mathbf{H}_2]] \} \\ & + \frac{8}{3} \pi^3 \mathbf{X}_n^3 \{ [F_1 + F_2] [F_1^3 D [D \oplus \mathbf{H}_1 \oplus \mathbf{H}_1 \oplus \mathbf{H}_1] + F_2^3 D [D \oplus \mathbf{H}_2 \oplus \mathbf{H}_2 \oplus \mathbf{H}_2]] \\ & \quad + 3 [F_1 [D \oplus \mathbf{H}_1] + F_2 [D \oplus \mathbf{H}_2]] [F_1^2 [D \oplus \mathbf{H}_1 \oplus \mathbf{H}_1] + F_2^2 [D \oplus \mathbf{H}_2 \oplus \mathbf{H}_2]] \} \\ & + \dots \end{aligned}$$

On voit qu'il n'y a pas de termes en X^0 qui soient dissymétriques.

Donc la dissymétrie résulte de termes dépendant de X . On pourrait penser que la diffusion est très intense et proportionnelle par exemple à X^2 . Dans ce cas, la dissymétrie pourrait être en X^2 à condition d'annuler le terme en X .

Ce dernier point peut s'obtenir si les deux conditions suivantes sont remplies :

1° On a de grands cristallites : $D \rightarrow \delta$.

2° $F_1 H_1 = -F_2 H_2$.

Il s'ensuit que le terme en X^2 se réduit à des fonctions symétriques.

Le même raisonnement sur des termes de degré plus élevé aboutit aux mêmes conclusions.

BIBLIOGRAPHIE

- | | |
|--|--|
| BARRAUD, J. (1942). — <i>C. R. Acad. Sci.</i> , Paris, 214, 795. | TOURNARIE, M. (1959). — <i>C. R. Acad. Sci.</i> , Paris, 248, 987. |
| BERGE, P. et TOURNARIE, M. (1960). — <i>J. Phys. Radium</i> , Fr., 21, suppl. 11, 181 A. | TOURNARIE, M. (1959). — <i>C. R. Acad. Sci.</i> , Paris, 248, 2103. |
| LAMBERT, M. (1958). — Thèse, Paris. | WARREN, B. E. (1950). — <i>J. appl. Phys.</i> , U. S. A., 21, 595. |
| LAMBOT, H. et VASSIMILET, L. (1953). — <i>Acta Metallurg.</i> , U. S. A., 711. | WARREN, B. E., AVERBACH, B. L. et ROBERTS, B. W. (1951). — <i>J. appl. Phys.</i> , U. S. A., 22, 1493. |
| PERIO, P., TOURNARIE, M. et GANCE, M. (1955). — <i>Monographies de chimie physique</i> . | |

Bull. Soc. franç. Minér. Crist.
(1961). LXXXIV, 363-76.

Contribution aux méthodes de dosage du cobalt, du cuivre, du nickel et du vanadium dans les roches silicatées

PAR P. MAUREL ET C. RUPPLI,

Laboratoire de Minéralogie-Cristallographie, Sorbonne, Paris.

Résumé. — Exposé d'une méthode spectrographique de dosage du cobalt, du chrome, du cuivre, du nickel et du vanadium dans des roches silicatées de compositions variées, après attaque sulfofluorhydrique de l'échantillon, par la technique des additions successives. Étude de la reproductibilité des dosages, et comparaison avec les résultats obtenus par une méthode indépendante, la colorimétrie. Discussion des teneurs déterminées pour les échantillons standards américains, le granite G_1 et la diabase W_1 .

I. — INTRODUCTION

Les techniques spectrographiques, et en particulier la spectrographie d'émission dans l'arc, sont de beaucoup les plus utilisées en géochimie, pour le dosage des éléments en traces, en raison de leur extrême sensibilité.

On sait que cette méthode consiste à exciter dans l'arc électrique, continu ou alternatif, la substance étudiée. Les différents éléments émettent alors des raies caractéristiques dont l'intensité est fonction de leur concentration. La mesure de ces intensités permet donc de faire des analyses quantitatives. On détermine géné-

ralement les concentrations en se reportant à une courbe d'étalonnage tracée au préalable à l'aide d'échantillons standards, naturels ou synthétiques, dont les teneurs en les éléments cherchés sont déjà connues.

Cependant, si cette méthode est sensible et généralement reproductible, elle ne conduit pas à des résultats toujours exacts. C'est ainsi que dans un granite utilisé comme échantillon standard, le granite G₁, le rubidium a été dosé, par spectrographie d'émission dans l'arc, dans deux laboratoires différents qui ont trouvé des résultats en bon accord :

(1) 590 p.p.m. et 550 p.p.m. (Ahrens, 1954)

Par la suite, cet élément a été dosé dans le même échantillon par des méthodes physicochimiques variées : activation aux neutrons (2), spectrographie de masse (3), photométrie de flamme (4). Les résultats sont concordants mais très différents des précédents :

(2) 221, 254, 243 p.p.m. (Smales, 1955).

(3) 218, 215 p.p.m. (Herzog et Pinson, 1955).

(4) 205 p.p.m. (Horstman).

Comme le souligne Ahrens (1957) : « L'accord entre les déterminations effectuées par ces trois méthodes différentes donne à penser que les premières valeurs indiquées plus haut sont au moins deux fois trop fortes. »

Il en est de même pour beaucoup d'autres éléments : pour le même granite G₁ et pour le lanthane nous trouvons dans la littérature des chiffres s'échelonnant de 60 à 430 p.p.m., pour le plomb 14 à 50 p.p.m., etc...

Ces écarts s'expliquent si l'on se rappelle que l'émission d'une raie donnée dépend non seulement de la composition chimique globale de la base qui a servi à construire la courbe d'étalonnage, mais aussi de la nature des composés dans lesquels entrent les éléments que l'on cherche à doser. En effet :

1) Pour une même concentration, l'émission d'un élément dans l'arc varie avec la composition globale de l'échantillon.

A titre d'exemple, la figure 1 indique, d'après Ahrens (1954), comment varie l'intensité de la raie 3185 Å émise par le vanadium dans un minerai de fer, quand on ajoute à celui-ci des quantités croissantes de différents composés : silice, magnésie, olivine, alumine, labradorite et albite. On voit que la présence de silice n'influence pas sur l'intensité de la raie émise ; au contraire,

l'intensité croît d'une façon très importante avec la quantité d'alumine ajoutée. Dans ce cas, une même courbe d'étalonnage ne pourrait donc pas convenir pour un produit riche en alumine et pour un produit qui en contiendrait très peu.

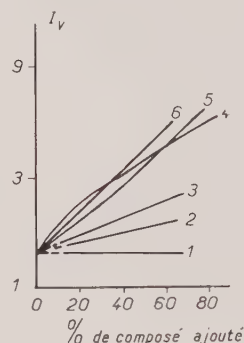


FIG. 1. — Influence de la composition de l'échantillon sur l'intensité de la raie 3185 Å du vanadium. 1 : SiO₂ — 2 : MgO — 3 : Olivine — 4 : Al₂O₃ — 5 : Labradorite — 6 : Albite.

Il est donc nécessaire d'établir autant de courbes d'étalonnage que l'on a de types de roches à analyser.

2) En outre, l'intensité des raies émises par un élément dépend de la combinaison dans laquelle il est engagé. Par exemple, pour une même teneur en vanadium d'une roche, les intensités des raies émises par cet élément varient selon qu'il entre dans un silicate, un sulfure, un phosphate ou une combinaison organique. Cet effet tient essentiellement à la différence de volatilité dans l'arc de ces diverses combinaisons.

Pour remédier à ces inconvénients, nous avons adopté la technique des additions successives dont nous rappellerons brièvement le principe. Cette méthode suppose (et nous verrons qu'il en est bien ainsi) que, dans des conditions d'excitation constantes, les intensités des raies émises sont proportionnelles aux concentrations. Soit x la concentration existant dans l'échantillon et I_0 l'intensité de l'une des raies émises. Ajoutons à cet échantillon des quantités connues et croissantes a_1, a_2, \dots de l'élément étudié. Les concentrations deviennent alors $x + a_1, x + a_2, \dots$ et les intensités I_1, I_2, \dots . Si l'on reporte ces intensités en fonction des concentrations, on obtient un graphique tel que la figure 2. Les points représentatifs sont alignés sur une droite dont l'intersection avec l'axe des abscisses donne la teneur x cherchée.

Cette méthode suppose que les éléments ajoutés et les éléments à doser se comportent de la même façon dans l'arc. Il faut pour cela qu'ils se trouvent dans le même état de combinaison chimique.

Pour réaliser ces conditions, au lieu d'opérer sur l'échantillon lui-même nous opérons sur le produit obtenu par une attaque sulfo-fluorhydrique de la roche, les additions étant effectuées au cours de l'attaque. Nous obtenons ainsi sous la même forme l'élément ajouté et l'élément contenu dans la roche.

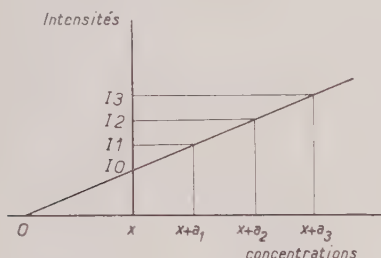


FIG. 2. — Principe de la méthode des additions successives.

Nous décrivons d'abord la technique expérimentale utilisée. Nous l'appliquerons ensuite au dosage de Co, Cr, Cu, Ni, V en trace dans huit roches silicatées de compositions chimique et minéralogique variées, en particulier les deux roches standards américaines, le granite G_1 et la diabase W_1 qui ont déjà été analysées dans de nombreux laboratoires. Enfin, pour vérifier l'exactitude des résultats, nous les comparerons à des déterminations faites par colorimétrie et, dans le cas de G_1 et W_1 , à l'ensemble des valeurs publiées.

*
*
*

II. — DOSAGES SPECTROGRAPHIQUES

A. TECHNIQUE EXPÉRIMENTALE.

1) Préparation des échantillons :

Par broyage au mortier d'agate et tamisage à travers une toile en nylon, la roche est homogénéisée et amenée à une granulométrie uniforme, inférieure à $100\ \mu$. On prélève 250 mg de poudre que l'on calcine puis que l'on soumet, en capsule de platine, à l'action de 5 ml d'acide fluorhydrique concentré et de 2 ml d'acide sulfurique 1/1. La capsule est chauffée sur une plaque électrique jusqu'à complète évaporation. On élimine ainsi la silice, et la plupart des constituants de la roche se trouvent convertis en sulfates. Pour l'application de la méthode d'addition, les éléments ajoutés sont introduits en

quantités connues, sous forme de solution, au cours de l'attaque.

Pour éviter une déshydratation brutale, il est avantageux de n'exciter dans l'arc que des produits anhydres. D'après les données de la littérature, les sulfates qui constituent la majeure partie du produit d'attaque sont tous déshydratés, sans décomposition, aux environs de 480°C . Nous avons vérifié qu'il en était bien ainsi en enregistrant à la thermobalance, la décomposition des sulfates formés au cours de l'attaque d'une roche argileuse (fig. 3). On constate que la fin de la déshydratation se situe vers 450°C . Au-delà, les sulfates se décomposent, à l'exception des sulfates alcalins et alcalino-terreux, et l'on atteint aux environs de 900°C un second palier où la plus grande partie des constituants de l'échantillon est transformée en oxydes.

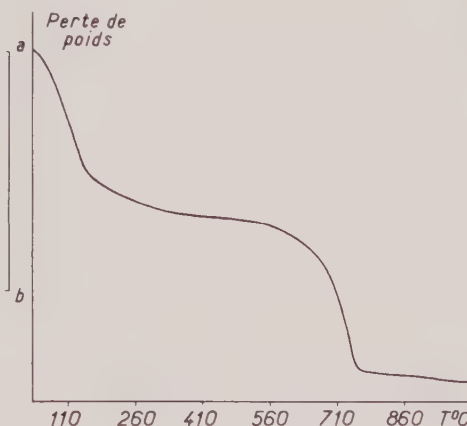


FIG. 3. — Courbe thermogravimétrique du produit d'attaque de l'échantillon n° 4. Poids initial : 200 mg ; ab = 100 mg.

Selon que l'on désire opérer sur les sulfates anhydres ou sur les oxydes, le produit est chauffé au four électrique, pendant une demi-heure, à 450°C ou 900°C . Sur les sulfates, l'attaque chimique n'aboutit en moyenne à aucune concentration des éléments, SiO_2 étant en fin de compte remplacé à peu près poids pour poids par SO_3 . Sur les oxydes, on aboutit à une concentration des éléments due à l'élimination de la silice au cours de l'attaque. Cette concentration, variable avec la teneur en silice de la roche, peut atteindre un facteur de 2,5 dans le cas des granites. Ceci est particulièrement avantageux, car dans ces roches, les teneurs en les éléments étudiés sont très faibles.

Finalement, le produit de l'attaque, sulfates

ou oxydes, est mélangé avec son poids de poudre de graphite. Naturellement, ces opérations successives doivent être conduites de façon à éviter toute introduction ou toute perte de l'élément à doser. Nous avons utilisé des acides sulfurique et fluorhydrique R. P. de Prolabo et de l'eau purifiée par échange sur résine. Un soin particulier doit présider, d'autre part, aux manipulations et notamment au nettoyage du matériel employé : capsules, mortiers.

Des essais à blanc nous ont montré qu'en procédant ainsi les quantités des éléments étudiés introduites accidentellement restent inférieures à celles que cette méthode spectrographique permet de déceler.

2) Appareillage :

Nous avons utilisé un spectrographe ⁽¹⁾ à optique de quartz et à grande dispersion, 12,3 Å/mm dans le domaine des longueurs d'ondes où nous travaillons. La fente d'entrée du spectrographe est réglée à 30 μ. Les électrodes en graphite pur ⁽²⁾ ont un diamètre de 7 mm et sont terminées par un cône d'angle au sommet 60°. La prise d'essai est portée par l'anode, dans un cratère cylindrique de 2 mm de diamètre et 4 mm de profondeur. L'entree, avant le passage du courant, est réglée à 4 mm.

L'arc est alimenté en courant continu stabilisé de 7 ampères, la durée de l'excitation est de 60 secondes. Nous nous sommes assurés que, dans ces conditions, la volatilisation des éléments auxquels nous nous intéressons est pratiquement complète.

Les spectres sont photographiés sur plaques panchromatiques ⁽³⁾ développées à temps et température constants.

3) Choix des raies analytiques :

Nous avons été guidés, dans le choix des raies utilisées pour les dosages, par les considérations suivantes : il fallait que les raies soient sensibles, qu'elles ne soient pas recouvertes par les raies d'autres éléments, qu'elles ne subissent pas de self-absorption dans le domaine des concentrations utilisées et qu'elles ne se trouvent pas dans les régions du spectre où le fond continu est renforcé par des bandes parasites (oxydes, cyanogène).

C'est ainsi, par exemple, que nous n'avons pas pu utiliser la raie 3185,4 Å du vanadium perturbée par le calcium (Shaw, 1958). De même la raie 3247,5 Å du cuivre est self-absorbée pour des concentrations plus faibles que la raie 3274,0 Å, etc.

Finalement, nous avons choisi les raies analytiques suivantes :

| | |
|---------------|---------------|
| Co : 3453,5 Å | Cr : 4254,3 Å |
| Cu : 3274,0 Å | Ni : 3414,8 Å |
| V : 4379,2 Å | |

4) Mesure des intensités :

Les intensités sont déduites du noircissement de la plaque photographique, évalué à l'aide d'un densitomètre ⁽¹⁾.

Quelles que soient les précautions prises pour assurer une parfaite reproductibilité des conditions d'excitation, il est cependant impossible de les conserver suffisamment constantes pour qu'on puisse utiliser la valeur absolue des intensités des raies. Aussi procède-t-on par comparaison de ces intensités avec celle d'une raie émise par un élément ajouté en quantité connue dans la prise d'essai et dit, pour cela, étalon interne. Cet élément doit avoir dans l'arc un comportement voisin de celui des éléments à doser, et la raie de référence, choisie pour cet étalon, doit évidemment satisfaire aux mêmes conditions que les raies analytiques. Nous avons suivi la suggestion d'Ahrens (1954) et adopté le palladium (3242,7 Å) incorporé à raison de 0,3 % dans la poudre de graphite servant à la dilution des sulfates ou des oxydes.

Pour éliminer dans la mesure du possible l'influence des caractéristiques de l'émulsion photographique, les intensités de la raie analytique et de la raie étalon sont comparées par la technique dite de « self-calibrage ». A cet effet, le spectrographe est muni d'un secteur tournant à six échelons de raison 2,51. L'interpolation d'un échelon à l'autre est effectuée à l'aide de la transformation de Seidel ⁽²⁾.

Les intensités des raies ont été systématique-

(1) Microdensitomètre Jobin et Yvon.

(2) La caractéristique de la densité optique d n'est plus linéaire quand les intensités lumineuses reçues par la plaque photographique sont faibles. Seidel a remplacé d par une grandeur arbitraire W qui donne une courbe linéaire pour les faibles intensités :

$$W = \log \left(\frac{\Phi_0}{\Phi} - 1 \right) \quad \frac{\Phi_0}{\Phi} \text{ étant l'opacité de la plaque.}$$

(1) Z3 de Jobin Yvon.

(2) Carbone Lorraine, n° 207.

(3) Micro-Panchro Lumière.

ment corrigées du fond continu mesuré de part et d'autre de chaque raie.

B. APPLICATION.

Nous avons appliqué cette technique au dosage de Co, Cr, Cu, Ni, V dans huit roches silicatées dont les compositions chimiques et minéralogiques sont différentes. Ce sont :

a) Quatre roches sédimentaires de la bordure sud du Causse du Larzac (Aveyron) :

1. — grès permien rouge à illite, quartz, feldspath,

2. — argile sableuse triasique à illite,

3. — argile gypseuse du trias supérieur à chlorite et illite,

4. — marne noire liasique à illite, chlorite, kaolinite, quartz, calcite, matières organiques.

b) Deux roches ignées :

5. — granite à biotite de la région d'Andlau (Vosges),

6. — basalte à olivine des environs de Vic-sur-Cère (Cantal).

c) A ces roches, nous avons joint les deux échantillons standards américains :

7. — granite G₁ de Westerley, Rhode Island,

8. — diabase W₁ de Centerville, Virginia.

Les analyses chimiques ont été groupées dans le tableau I.

Pour chaque échantillon, nous avons effectué l'attaque de quatre prises d'essai indépendantes, l'une est restée sans addition et nous avons ajouté aux trois autres des quantités croissantes des éléments à doser. Chaque produit obtenu, avec ou sans addition, a été excité trois fois dans l'arc, ce qui a permis la prise de trois spectres. Pour chaque élément, et pour chaque roche, nous avons reporté dans un graphique les intensités des raies analytiques en fonction des quantités ajoutées. Nous constatons, dans tous les cas, que les points expérimentaux s'alignent sur une droite D. La figure 4 montre, à titre d'exemple, ces graphiques pour le nickel dans le granite G₁, l'argile n° 2, et la diabase W₁ dans lesquels les concentrations en cet élément sont très différentes. Ainsi se trouve vérifiée l'exactitude d'une relation de proportionnalité entre les intensités des raies analytiques et les concentrations. L'intersection de cette droite D avec l'axe OX donne, on l'a vu, la teneur cherchée.

C. REPRODUCTIBILITÉ DES DOSAGES.

Considérons les points expérimentaux obtenus, par exemple, pour le dosage du Ni dans un échantillon (fig. 4). Nous voyons, d'une part, que les trois points correspondant à une même prise d'essai ne sont pas confondus, et d'autre

TABLEAU I.

Analyses chimiques des roches étudiées.

| | 1 (1) | 2 (1) | 3 (1) | 4 (1) | 5 (1) | 6 (2) | G ₁ (3) | W ₁ (3) |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------------------|--------------------|
| SiO ₂ | 59,2 | 49,8 | 34,7 | 48,2 | 70,8 | 45,0 | 72,4 | 52,3 |
| Al ₂ O ₃ | 19,4 | 20,6 | 9,6 | 21,7 | 14,8 | 13,4 | 14,4 | 15,1 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,7 | 7,2 | 4,2 | 6,4 | 0,8 | 5,9 | 0,9 | 1,5 |
| FeO | 0,4 | 1,3 | 0,8 | | 1,7 | 7,2 | 1,0 | 8,7 |
| TiO ₂ | 1,1 | 0,8 | 0,6 | 1,1 | 0,6 | 2,9 | 0,25 | 1,1 |
| MnO | 0,03 | 0,05 | 0,01 | 0,06 | | | 0,03 | 0,17 |
| P ₂ O ₅ | 0,15 | 0,35 | 0,15 | 0,12 | | 0,57 | 0,09 | 0,13 |
| MgO | 1,3 | 3,4 | 2,0 | 2,1 | 1,0 | 9,3 | 0,4 | 6,6 |
| CaO | 0,4 | 1,0 | 13,4 | 4,2 | 2,7 | 8,8 | 1,4 | 11,0 |
| Na ₂ O | 3,1 | 1,2 | 0,2 | 0,2 | 3,7 | 2,1 | 3,2 | 2,0 |
| K ₂ O | 3,9 | 4,5 | 4,4 | 4,2 | 3,5 | 2,9 | 5,4 | 0,6 |
| SO ₃ | | | 15,2 | | | | | |
| P. F. | 3,5 | 9,1 | 14,2 | 10,8 | 0,6 | 1,8 | | |
| | 99,2 | 99,3 | 99,6 | 99,1 | 100,2 | 99,9 | 99,5 | 99,2 |

(1) Analyste C. Ruppli.

(2) Analyste M. Patureau.

(3) D'après Ahrens (1954).

part que les quatre groupes de points ne sont pas rigoureusement alignés. Il en résulte une certaine incertitude dans le tracé de la droite D. Nous allons examiner successivement ces deux causes d'indétermination et évaluer les erreurs qui en résultent.

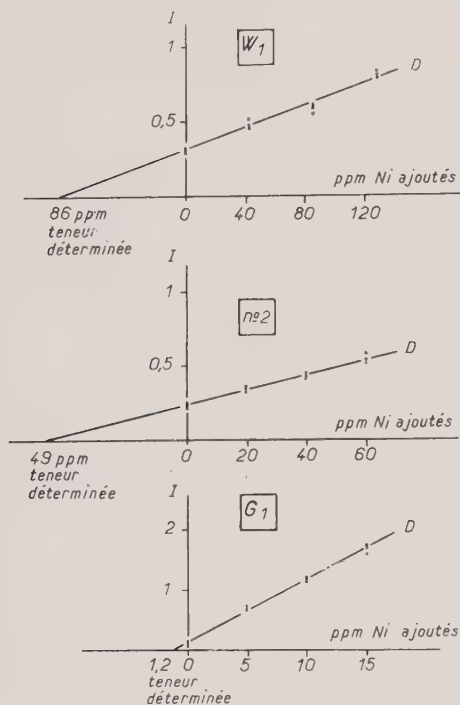


FIG. 4. — Résultats des mesures obtenues pour le dosage du nickel dans différents échantillons.

1) Dispersion des points relatifs à une même prise d'essai.

Les trois intensités, correspondant à l'excitation du produit d'une même attaque, présentent une certaine dispersion due à des causes diverses :

— comportement plus ou moins erratique de l'arc ;

— fluctuation des caractéristiques de plaque, de l'action du révélateur ;

— erreurs dans la densitométrie et le calcul des intensités.

Par répétition des mesures sur une même prise d'essai, nous avons déterminé leur écart quadratique moyen σ qui est donné, en pour cent pour chaque élément, dans le tableau 2.

Si l'on compare ces résultats aux données de la littérature concernant la reproductibilité des mesures d'intensité en spectrographie d'émission

dans l'arc, ils peuvent être considérés comme satisfaisants.

TABEAU 2.

Reproductibilité des mesures.
 σ — Écart quadratique moyen en %
 d'une série de mesures d'intensité.

| | Co | Cr | Cu | Ni | V |
|------------|----|-----|----|-----|-----|
| σ % | 5 | 5,5 | 4 | 3,5 | 5,5 |

2) Erreurs liées aux opérations chimiques.

Alors que les écarts précédents sont communs à toutes les méthodes de dosage par spectrographie, notre technique opératoire peut introduire des erreurs supplémentaires, du fait notamment des opérations chimiques, d'éventuelle perte ou contamination, de l'hétérogénéité possible de l'échantillon, etc.

Il en résulte que les différentes prises d'essai donnent des groupes de points dont l'alignement par rapport à la droite D est plus ou moins parfait.

3) Dispersion des résultats.

La position de cette droite, et par conséquent le résultat trouvé, est donc entachée d'une légère incertitude que nous allons chiffrer.

Pour cela prenons l'une quelconque des trois valeurs d'intensité mesurées pour l'échantillon pur et après chaque addition. Nous disposons ainsi de quatre points pour fixer la position de la droite D, et par suite obtenir une valeur de la teneur en l'élément cherché (fig. 4). Ce choix arbitraire des intensités peut être fait de 3^4 , soit 81 façons différentes, ce qui nous conduit finalement à 81 valeurs distinctes.

Nous avons vérifié que, pour chaque élément, les valeurs ainsi calculées sont distribuées approximativement suivant une loi de Gauss dont l'écart quadratique moyen nous renseigne sur la reproductibilité des dosages. La figure 5 montre, à titre d'exemple, la distribution de ces 81 valeurs pour le dosage du Ni dans l'argile n° 1 ; l'e. q. m. est dans ce cas de 7,5 %.

Les e. q. m. ont été calculés pour toutes les roches et tous les éléments et figurent, exprimés en pour cent, dans le tableau 3, à côté des résul-

tats de dosage (1). On voit, qu'en règle générale, ils sont inférieurs à 20 %. Seule, la valeur 58 % indiquée pour le dosage du Ni dans le granite n° 5 donne une reproductibilité médiocre, mais il s'agit là d'un dosage effectué à la limite de la sensibilité de la méthode.

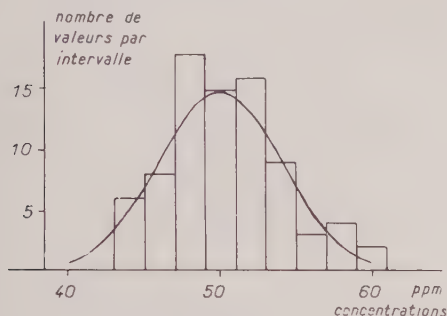


FIG. 5. — Polygone de fréquence des 81 valeurs obtenues pour la concentration en Ni de l'échantillon n° 1.

En pratique, nous déterminons plus simplement la teneur en l'élément cherché en calculant, par la méthode des moindres carrés, l'équation de la droite D, à partir de l'ensemble des points expérimentaux. La valeur ainsi trouvée est très sensiblement égale à la moyenne arithmétique des 81 déterminations précédentes. Nous donnons dans le tableau 3 les résultats ainsi obtenus pour toutes les roches étudiées.

D. LIMITES DES CONCENTRATIONS DOSABLES.

Notre technique se trouve en défaut si les concentrations à doser sont trop faibles ou trop fortes.

1) Limites inférieures.

Si les concentrations sont trop faibles, les raies émises sont elles-mêmes très faibles, et n'impressionnent plus la plaque photographique. En principe, on pourrait remédier à cet inconvénient en prolongeant le temps de pose, mais le fond continu qui entoure la raie augmenterait aussi et la situation ne serait pas améliorée. De plus, nous avons vu que la volatilisation des éléments à doser est pratiquement complète pour le temps adopté.

Nous n'avons atteint cette limite inférieure que dans deux cas : les dosages du cobalt et du nickel dans le granite d'Andlau (n° 5) où les teneurs cherchées sont certainement inférieures à 2 p. p. m. Pour les autres éléments, les dosages ont pu être effectués jusqu'à des teneurs de l'ordre de quelques p. p. m., bien que pour des concentrations aussi faibles, l'écart quadratique moyen des mesures ait évidemment tendance à augmenter.

De plus, nous avons vu qu'il était possible, en opérant sur les oxydes, d'atteindre des concen-

TABLEAU 3.

Résultats des dosages spectrographiques.

| ÉLÉMENTS | Co | | Cr | | Cu | | Ni | | V | |
|----------------|---------------------|---------------|---------------------|---------------|---------------------|---------------|---------------------|---------------|---------------------|---------------|
| Roches | teneurs p. p. m. | σ % | teneurs p. p. m. | σ % | teneurs p. p. m. | σ % | teneurs p. p. m. | σ % | teneurs p. p. m. | σ % |
| 1 | 16 | 14 | 107 | 12 | 14 | 10 | 50 | 7 | 159 | 21 |
| 2 | 13 | 9 | 117 | 7 | 56 | 7 | 49 | 10 | 117 | 12 |
| 3 | 9 | 19 | 57 | 13 | 8 | 22 | 13 | 11 | 65 | 15 |
| 4 | 15 | 9 | 141 | 15 | 34 | 3 | 49 | 10 | 207 | 16 |
| 5 | ~ 0 | | 9 | 22 | 5 | 24 | 1 | 58 | 37 | 13 |
| 6 | 45 | 10 | 394 | 9 | 56 | 10 | 233 | 15 | 217 | 23 |
| G ₁ | 1,5 | 8 | 15 | 13 | 20 | 6 | 1,2 | 15 | 14 | 7 |
| W ₁ | 36 | 18 | 133 | 20 | 153 | 17 | 86 | 7 | 247 | 10 |

(1) Le calcul des concentrations et des écarts quadratiques moyens, à partir des données expérimentales, ne présente pas de difficultés, mais il est long et fastidieux. Le centre de calculs du C. N. R. S. a bien voulu étudier, sous la direction de

M^{me} BENS que nous tenons à remercier, un programme pour machine à calculer (enregistré sous le n° 1064) grâce auquel la plupart de nos calculs ont été effectués.

trations plus faibles, en particulier dans les roches riches en silice. C'est ce que nous avons fait dans le cas du granite G_1 où nous avons ainsi pu doser des teneurs très faibles avec une bonne reproductibilité : nous avons notamment déterminé des teneurs en cobalt et en nickel de l'ordre de 1 p. p. m. avec des écarts quadratiques moyens de 8 et 15 %.

2) Limites supérieures.

Si les concentrations sont trop fortes, il y a absorption partielle dans l'arc des raies émises : c'est le phénomène de self-absorption qui, dans des cas extrêmes, peut aboutir au renversement des raies. Quand ce phénomène apparaît, la relation de proportionnalité entre les intensités des raies émises et les concentrations n'est plus vérifiée.

Pour fixer ce seuil, dans les conditions où nous avons opéré, nous avons ajouté à l'une des roches étudiées, l'échantillon n° 4, des quantités croissantes de chaque élément et nous avons mesuré l'intensité des raies analytiques correspondantes.

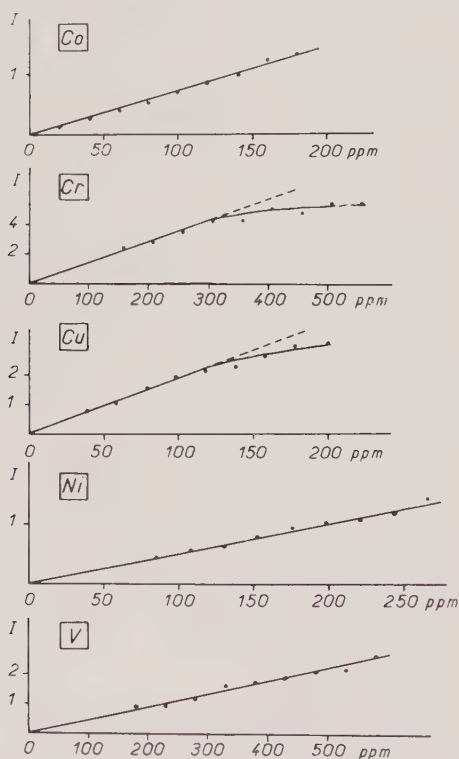


FIG. 6. — Variation des intensités mesurées pour chaque élément, en fonction des concentrations, dans l'échantillon n° 4.

La figure 6 montre, pour chaque élément, la variation de cette intensité en fonction de la concentration. Dans le cas du chrome, le phénomène de self-absorption se traduit par une brisure de la courbe aux environs de 300 p. p. m. Pour le cuivre, la droite commence à s'incurver vers 120 p. p. m. Pour les autres éléments, aucune déviation à la relation de proportionnalité n'est apparue jusqu'aux concentrations suivantes : cobalt 180 p. p. m., nickel 260 p. p. m., vanadium 500 p. p. m., qui sont en général très supérieures à celles rencontrées habituellement dans les roches silicatées. Pour ces trois éléments, la self-absorption ne semble pas devoir gêner.

Pour le chrome et pour le cuivre, il est toujours possible de remédier à la self-absorption par une dilution, dans un corps inerte, du mélange soumis à l'arc. Ce corps inerte peut être, par exemple, un sulfate alcalin qui a l'avantage de régulariser la combustion dans l'arc. C'est ce que nous avons fait pour doser le cuivre dans la diabase W_1 , et le chrome dans le basalte (n° 6).

Les exemples précédents montrent que l'application de cette technique spectrographique permet, sans référence à une courbe d'étalonnage, le dosage simultané de plusieurs éléments, dans une large variété de roches silicatées, avec une bonne reproductibilité.

Mais nous ne sommes pas sûrs de son exactitude puisqu'il peut, en effet, subsister des erreurs systématiques. Nous devons donc contrôler nos résultats par une méthode entièrement indépendante. Nous avons choisi la colorimétrie et nous allons l'appliquer aux dosages de Co, Cr, Cu, Ni, V, dans les mêmes roches.

*
* *

III. — DOSAGES COLORIMÉTRIQUES

Rappelons brièvement le principe des dosages colorimétriques : après attaque et mise en solution de la roche étudiée, on ajoute à la solution un réactif qui, en se combinant avec l'élément à doser, développe une coloration. On mesure au spectrophotomètre la densité optique de cette solution et on en déduit la concentration cherchée en se reportant à une courbe d'étalonnage établie au préalable.

Pour les dosages de Co, Cr, Cu, Ni et V, nous nous sommes inspirés des techniques décrites par G. Charlot (1956) et E. B. Sandell (1959).

Suivant les éléments à doser, le mode d'attaque et la mise en solution sont différents : Co, Cu et Ni sont dosés après attaque sulfo-fluorhydrique de la roche, Cr et V, après attaque alcaline.

A. TECHNIQUE EXPÉRIMENTALE.

1) Cobalt, cuivre, nickel.

La roche est attaquée en capsule de platine par un mélange d'acides fluorhydrique, nitrique et sulfurique. Après évaporation complète de ces acides, les sulfates obtenus sont repris par l'acide chlorhydrique. Sur trois parties aliquotes de cette solution, on dose séparément chaque élément :

Cobalt. En milieu citrique et ammoniacal, on extrait le dithizonate de cobalt par le tétrachlorure de carbone. Après évaporation du solvant et oxydation de la dithizone, on ajoute du sel nitroso-R qui donne, avec le cobalt, à un pH de 5,5, un complexe rouge. On en effectue la colorimétrie à 5 000 Å.

Nickel. En milieu citrique et ammoniacal également, on extrait le diméthylglyoximate de nickel par le chloroforme. On agite l'extrait chloroformé d'abord avec de l'ammoniaque diluée pour séparer le cuivre qui passe avec le nickel dans le chloroforme, puis avec de l'acide chlorhydrique dilué pour obtenir le nickel en solution aqueuse. En milieu ammoniacal et en présence d'un oxydant, le brome, le diméthylglyoximate de nickel présente une coloration rouge dont on mesure l'absorption à 4 450 Å.

Cuivre. Après avoir complexé les cations gênants, comme le fer et le manganèse, par le sel de sodium de l'acide éthylène diamine tétra-cétique (EDTA), on ajoute à la solution du di-éthylthiocarbamate qui donne avec le cuivre un composé jaune. On l'extrait par le chloroforme et on en effectue la colorimétrie à 4 350 Å.

2) Chrome, vanadium.

La roche est attaquée par une fusion au carbonate de sodium. Le chrome et le vanadium forment alors des chromates et des vanadates solubles dans l'eau, et des lavages répétés, à l'eau, du produit de fusion permettent d'obtenir ces deux éléments en solution. Sur deux parties aliquotes de cette solution, on dose séparément les deux éléments.

Chrome. On dose le chrome par la diphényl-carbazide qui donne, avec cet élément, en milieu

légèrement acide, un complexe violet. On en effectue la colorimétrie à 5 400 Å. Le vanadium ne donne une coloration gênante avec la diphénylcarbazide que pour un rapport de concentration vanadium/chrome supérieur à 10, ce qui n'est pas le cas dans les roches étudiées.

Vanadium. On dose le vanadium par la colorimétrie de l'acide phosphovanadotungstique à 4 000 Å. Mais la coloration jaune de la solution, due aux chromates, est gênante ; de plus, d'autres éléments peuvent perturber le dosage (potassium, titane). Aussi faut-il extraire le vanadium de la solution : on l'extrait par le chloroforme sous forme d'hydroxyquinoléate. Après évaporation du solvant et destruction du réactif organique, on reprend le vanadium par une fusion au carbonate de sodium et on le met en solution acide. Il suffit alors d'ajouter de l'acide phosphorique et du tungstate de sodium en proportions bien déterminées et de mesurer l'absorption due à la coloration jaune de l'acide phosphovanadotungstique ainsi formé.

Toutes les densités optiques ont été mesurées à l'aide d'un spectrophotomètre ⁽¹⁾ équipé d'un monochromateur à prisme et fonctionnant par une méthode de zéro. Les cuves utilisées ont une épaisseur de 40 mm.

B. DISCUSSION DES CAUSES D'ERREURS.

La succession des opérations chimiques que nous venons de décrire est susceptible d'introduire des erreurs diverses.

1) Impuretés des réactifs.

Pour toutes les mises en solution, les extractions et les dosages colorimétriques, nous avons utilisé, de même qu'en spectrographie, des produits R. P. et des réactifs organiques pour analyses de Prolabo. Ces produits pourraient cependant contenir des traces gênantes de l'élément que l'on dose. Des essais à blanc nous ont montré que cette influence était négligeable.

2) Extractions incomplètes.

Bien entendu, il est essentiel que l'on retrouve, dans les solutions soumises à la colorimétrie, la totalité des éléments à doser existant dans la

(1) Spectrophotomètre Jean et Constant de Prolabo.

prise d'essai. Il faut donc qu'aucune perte ne se produise au cours des manipulations chimiques notamment des extractions.

En suivant les manipulations par des examens spectrographiques, nous avons pu nous assurer qu'il en était bien ainsi pour le dosage du cobalt, du cuivre, du nickel et du vanadium.

Par contre, dans le cas du chrome qui est mis en solution par extraction à l'eau, après fusion alcaline de la prise d'essai, nous avons constaté que, quelles que soient les précautions prises, la mise en solution était incomplète. Après l'extraction, il reste toujours dans le produit de fusion une quantité de chrome représentant de 5 à 10 % de la quantité initiale. Nous devons donc nous attendre à ce que les dosages colorimétriques du chrome soient systématiquement trop faibles.

3) Interférences avec des éléments gênants.

En principe, la marche suivie pour les dosages permet l'élimination des éléments gênants susceptibles d'interférer dans la colorimétrie. Toutefois, cette élimination peut n'être pas complète.

C. LIMITES DES CONCENTRATIONS DOSABLES.

Pour des concentrations très faibles, les solutions sont à peine colorées et leur densité devient difficile à mesurer. On peut remédier à cet inconvénient en partant de prises d'essai très importantes pour n'aboutir qu'à un très petit volume de solution à soumettre à la colorimétrie. Mais on est limité dans cette voie par le fait que les éléments susceptibles d'interférer,

et les impuretés des réactifs employés, se trouvent concentrés et rendent le dosage difficile.

Nous pensons qu'il est difficile de doser avec une précision suffisante moins de 5 p. p. m. de cobalt, de cuivre et de nickel, moins de 10 p. p. m. de chrome et de vanadium, dans les roches silicatées.

Aucune limite n'existe au contraire vers les concentrations élevées, puisqu'il n'existe pas de phénomène comparable à la self-absorption en spectrographie et que, de plus, on peut facilement diluer les solutions à doser.

D. REPRODUCTIBILITÉ DES DOSAGES.

La dispersion des résultats dépend essentiellement de deux facteurs :

1) De la reproductibilité des mesures de densité optique.

Il s'agit là d'un facteur purement instrumental, fonction de l'appareil employé. Avec notre colorimètre qui utilise une méthode de zéro à compensation optique, ce facteur n'intervient que très peu dans la reproductibilité des résultats.

2) De la reproductibilité des traitements chimiques.

C'est la cause principale de la dispersion des résultats. Nous avons cherché à l'évaluer pour chaque élément en répétant huit fois le dosage de cet élément dans l'un des échantillons (Co et Ni dans le W₁, Cu dans le n° 2, Cr et V dans le

TABLEAU 4.
Résultats des dosages colorimétriques.

| ÉLÉMENTS | Co | | Cr | | Cu | | Ni | | V | |
|----------------|---------------------|---------------|---------------------|---------------|---------------------|---------------|---------------------|---------------|---------------------|---------------|
| Roches | teneurs p. p. m. | σ % | teneurs p. p. m. | σ % | teneurs p. p. m. | σ % | teneurs p. p. m. | σ % | teneurs p. p. m. | σ % |
| 1 | 14 | | 93 | | 20 | | 47 | | 135 | |
| 2 | 15 | | 88 | | 42 | 2 | 40 | | 117 | |
| 3 | 4 | | 50 | 8 | 12 | | 18 | | 70 | 10 |
| 4 | 20 | | 116 | | 32 | | 52 | | 199 | |
| 5 | n. d. | | n. d. | | 8 | | n. d. | | 31 | |
| 6 | 53 | | 300 | | 68 | | 202 | | 204 | |
| G ₁ | n. d. | | n. d. | | 16 | | n. d. | | 24 | |
| W ₁ | 47 | 21 | 110 | | 125 | | 77 | 9 | 265 | |

n. d. = non dosé (teneurs trop faibles).

n° 3) ; cette répétition des dosages a été effectuée à partir de huit prises d'essai distinctes.

L'écart quadratique moyen σ des huit résultats ainsi obtenus est porté dans le tableau 4 qui résume l'ensemble de nos déterminations colorimétriques pour les roches étudiées. On notera que la reproductibilité des dosages colorimétriques est, en règle générale, du même ordre que celle des dosages spectrographiques.

Nous allons maintenant comparer ces résultats à ceux obtenus par spectrographie.

* *

IV. — DISCUSSION DES RÉSULTATS.

Nous avons groupé, dans le tableau 5, les teneurs en p. p. m. déterminées pour chaque élément, dans chaque roche, par les deux méthodes spectrographique et colorimétrique.

Pour faciliter la comparaison, nous avons porté, à côté de ces valeurs, l'écart relatif

$$\Delta \% = \frac{\text{valeur spectrographique} - \text{valeur colorimétrique}}{1/2 (\text{valeur spectrographique} + \text{valeur colorimétrique})} \times 100$$

Δ_m représente la moyenne de ces écarts pour chaque élément.

précautions prises. Ceci explique en partie cet écart systématique.

TABLEAU 5.

Comparaison des résultats spectrographiques et colorimétriques.

| ROCHES | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | G_1 | W_1 | Δ_m |
|--------|-------------|------|------|------|------|-------|------|-------|-------|------------|
| Co | spectr. | 16 | 13 | 9 | 15 | ~ 0 | 45 | 1,5 | 36 | |
| | color. | 14 | 15 | 5 | 20 | n. d. | 53 | n. d. | 47 | |
| | $\Delta \%$ | + 16 | - 14 | + 58 | - 28 | — | - 16 | — | - 26 | - 1 |
| Cr | spectr. | 107 | 117 | 57 | 141 | 9 | 394 | 15 | 133 | |
| | color. | 93 | 88 | 50 | 116 | n. d. | 300 | n. d. | 110 | |
| | $\Delta \%$ | + 14 | + 28 | + 13 | + 19 | — | + 27 | — | + 19 | + 20 |
| Cu | spectr. | 14 | 56 | 8 | 34 | 5 | 56 | 20 | 153 | |
| | color. | 20 | 42 | 12 | 32 | 8 | 68 | 16 | 125 | |
| | $\Delta \%$ | - 17 | + 28 | - 40 | + 6 | - 46 | - 19 | + 22 | + 20 | - 6 |
| Ni | spectr. | 50 | 49 | 13 | 49 | 1 | 233 | 1,2 | 86 | |
| | color. | 47 | 40 | 18 | 52 | n. d. | 202 | n. d. | 77 | |
| | $\Delta \%$ | + 6 | + 20 | - 32 | - 6 | — | + 14 | — | + 11 | + 3 |
| V | spectr. | 159 | 117 | 65 | 207 | 37 | 217 | 14 | 247 | |
| | color. | 135 | 117 | 70 | 199 | 31 | 204 | 24 | 265 | |
| | $\Delta \%$ | + 16 | 0 | - 7 | + 4 | + 20 | + 6 | - 52 | - 7 | - 2 |

n. d. = non dosé (teneurs trop faibles).

Pour tous les autres éléments, les écarts sont tantôt positifs, tantôt négatifs.

Quand on reporte dans un graphique (fig. 7) les valeurs colorimétriques en fonction des valeurs spectrographiques, les points obtenus se répartissent bien de part et d'autre de la bissectrice B qui correspond à des déterminations spectrographiques et colorimétriques égales.

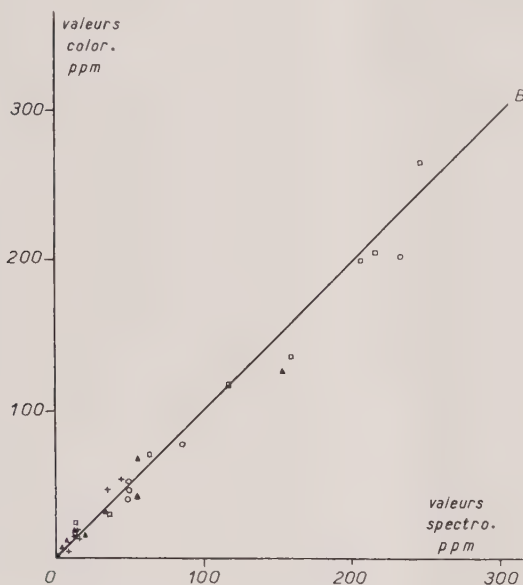


Fig. 7. — Comparaison des résultats spectrographiques et colorimétriques. + : cobalt; ▲ : cuivre; ○ : nickel; ◻ : vanadium.

En d'autres termes, il n'apparaît pas d'écart systématique entre les deux différentes déterminations. Ceci est encore plus net si l'on considère les valeurs moyennes Δ_m . En l'absence de déviation systématique, Δ_m devrait tendre vers zéro lorsqu'on fait croître le nombre de mesures. Bien que les comparaisons aient porté, au maximum, sur huit échantillons, on constate qu'effectivement les valeurs Δ_m sont très petites. Δ_m est négatif pour le cobalt, le cuivre et le vanadium, c'est-à-dire que les déterminations spectrographiques sont, en moyenne, un peu inférieures aux déterminations colorimétriques pour ces éléments. C'est l'inverse pour le nickel.

Comme il est tout à fait invraisemblable que des erreurs systématiques de même sens et de même grandeur aient pu affecter en même temps les dosages spectrographiques et les dosages colorimétriques des huit échantillons à la fois, ces résultats montrent qu'il est très probable que

ni nos déterminations spectrographiques du cobalt, du cuivre, du nickel et du vanadium, ni nos dosages colorimétriques ne sont entachés d'erreurs systématiques importantes.

Dans ces conditions, la reproductibilité indiquée précédemment pour les dosages est aussi une mesure de leur exactitude.

B. DOSAGES EFFECTUÉS SUR LES ÉCHANTILLONS STANDARDS G_1 ET W_1 .

Une autre façon d'apprécier la qualité de nos dosages est de confronter les valeurs que nous avons obtenues pour les échantillons standards G_1 et W_1 aux nombreuses déterminations déjà effectuées pour ces roches.

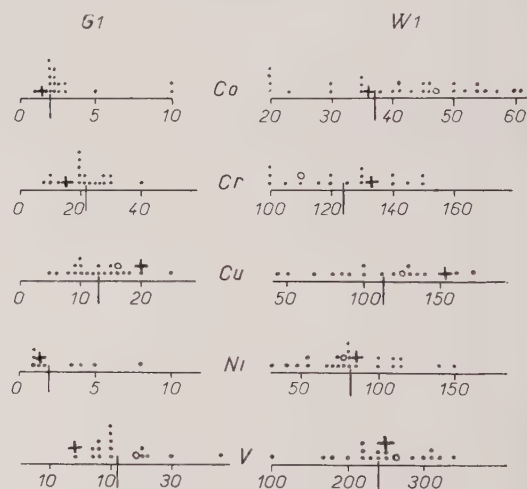


Fig. 8. — Résultats des dosages effectués sur les échantillons standards G_1 et W_1 . (+) nos valeurs spectrographiques (o) nos valeurs colorimétriques. Le trait vertical indique la moyenne M.

Nous avons construit, à cet effet, les graphiques de la figure 8. Sur des échelles graduées en p. p. m., nous avons reporté, sous forme de points, les teneurs déjà déterminées dans ces deux roches. Deux points superposés indiquent que deux analystes ont trouvé le même résultat. Pour le Co et le Ni du G_1 , certains analystes donnent seulement une limite supérieure de la concentration, que nous n'avons pas fait figurer ici. Pour chaque roche et chaque élément, nous avons calculé la valeur moyenne M de toutes les déterminations que nous avons figurée sur les échelles par un trait vertical. Enfin, nos propres dosages sont représentés par des signes distincts pour

les valeurs spectrographiques et les valeurs colorimétriques.

Nous voyons d'abord que, dans tous les cas, nos résultats sont situés entre les valeurs extrêmes déjà publiées. En raison de la dispersion considérable de ces valeurs, ce fait n'est évidemment pas surprenant. C'est néanmoins une vérification supplémentaire de l'absence d'erreur systématique grossière dans nos dosages.

TABLEAU 6.

Comparaison des résultats de dosage des échantillons standards G_1 et W_1 avec la moyenne des déterminations antérieures.

| | | SPECTR. COLOR. | | m | M |
|-------|----|----------------|-----|-----|-----|
| G_1 | Co | 1,5 | — | | 2 |
| | Cr | 15 | — | | 22 |
| | Cu | 20 | 16 | 18 | 13 |
| | Ni | 1,2 | — | | 2 |
| | V | 14 | 24 | 19 | 21 |
| W_1 | Co | 36 | 47 | 41 | 38 |
| | Cr | 133 | 110 | 121 | 124 |
| | Cu | 153 | 125 | 139 | 107 |
| | Ni | 86 | 77 | 81 | 82 |
| | V | 247 | 265 | 256 | 240 |

Comparons maintenant nos résultats aux moyennes arithmétiques M des dosages antérieurs, qui sont les valeurs recommandées par Ahrens (1960) (tableau 6). Nos valeurs spectrographiques et colorimétriques encadrent, dans chaque cas, sauf pour le cuivre, cette moyenne. Il est évident que beaucoup de ces déterminations antérieures sont entachées d'erreurs systématiques importantes, comme le montre leur extrême dispersion. Mais, comme ces dosages ont été effectués par des techniques diverses, il y a peu de chances pour que ces erreurs systématiques soient toutes de même sens. On peut donc penser que la moyenne arithmétique de l'ensemble des déterminations permet, par le jeu des compensations, d'éliminer en partie ces erreurs, et donne une valeur approchée de la teneur réelle ⁽¹⁾.

Il est intéressant de comparer M à la moyenne arithmétique m de nos dosages spectrographiques et colorimétriques qui représente le résultat « le plus probable » de nos déterminations (tableau 6). On constate que, sauf dans le cas du cuivre, l'accord entre nos moyennes m et les valeurs de M est très satisfaisant.

Pour le cuivre, on remarque que, pour G_1 comme pour W_1 , nos déterminations sont supérieures à M, leur moyenne s'en écarte d'au moins 25 %. Pour expliquer cet écart, nous pouvons supposer, ou bien que nos dosages spectrographiques et colorimétriques sont entachés d'une erreur systématique qui serait de même sens, ou bien que les valeurs M sont légèrement inférieures aux teneurs réelles.

* * *

V. — CONCLUSION

Nous rappellerons les caractères originaux de la méthode spectrographique que nous venons de présenter :

— cette méthode s'applique à une grande variété de roches silicatées : nous l'avons utilisée pour des granites aussi bien que pour des basaltes ou des roches argileuses ;

— il est possible de doser simultanément un grand nombre d'éléments. Notre étude a porté sur cinq éléments mais on peut facilement en ajouter d'autres ;

— les dosages sont faits indépendamment de toute courbe d'étalonnage établie au préalable, ce qui élimine les erreurs inhérentes à la détermination d'une telle courbe.

Nous nous sommes assurés de l'exactitude de la méthode en comparant ses résultats avec ceux obtenus par une voie entièrement différente, colorimétrique. Compte tenu de la précision de chacune des déterminations, 15 % en moyenne, le recoupement des valeurs nous permet de conclure à l'absence de toute erreur systématique notable. Nous obtenons donc des résultats dont la précision n'est peut-être pas excellente, mais nous sommes certains de leur exactitude, dans les limites déterminées par cette précision.

(1) On pourrait aussi considérer comme valeur la plus probable la médiane de l'ensemble des mesures, c'est-à-dire la valeur telle que la moitié des mesures lui soit égale ou supérieure. Cette médiane permet de donner aux valeurs extrêmes

un poids moindre que la moyenne arithmétique. Nous avons constaté que moyenne et médiane ont des valeurs pratiquement égales.

BIBLIOGRAPHIE

- AHRENS, L. H. et HARRISON, G. R. (1954). — *Spectrochemical analysis*, Pergamon Press, Londres.
- AHRENS, L. H. (1954). — *Quantitative spectrochemical analysis*, Pergamon Press, Londres.
- AHRENS et al. (1957). — *Physics and chemistry of the earth*, II, Pergamon Press, Londres.
- AHRENS, L. H. et FLEISHER, M. (1960). — *Bull. U. S. Geol. Surv.*, 1113.
- CHARLOT, G. et BEZIER, D. (1955). — *Analyse quantitative minérale*, Masson et Cie, Paris.
- HAWLEY, J. E. et Mc DONALD, G. (1956). — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 10, 197.
- HERZOG, L. F. et PINSON, W. H. (1955). — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 8, 295.
- Mc KENZIE, R. M., OERTEL, A. C. et TILLER, K. G. (1958). — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 14, 68.
- MAUREL, P. et RUPPLI, C. (1960). — *C. R. Acad. Sci., Paris*, 250, 3854 et 251, 2718.
- MAUREL, P. et RUPPLI, C. (1961). — *C. R. Acad. Sci., Paris*, 252, 1989.
- MICHEL, P. (1953). — *La spectroscopie d'émission et ses applications*, Armand Colin, Paris.
- MITCHELL, R. L. (1948). — *The spectrographic analysis of soils, plants and related materials*. Tech. Comm. n° 44 Commonwealth Bur. Sol Science, Harpenden, England.
- SANDELL, E. B. (1959). — *Colorimetric determinations of traces of metals*, Interscience, New York.
- SHAW, D. M. (1956). — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 15, 159.
- SMALES, A. A. (1955). — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 8, 300.
- SMALES, A. A. et KEMP, D. M. (1960). — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 18, 149.
- STRAKHOV, N. M. (1957). — *Méthode d'étude des roches sédimentaires*, Moscou.
- YOUNG, E. J. (1958). — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 13, 339.

Bull. Soc. franç. Minér. Crist.

(1961). LXXXIV, 376-81.

Application de la méthode des moindres carrés à la détermination des coordonnées atomiques z_n dans la structure du parabromophénylsuccinimide

PAR G. TSOUCARIS,

Laboratoire de Cristallographie appliquée, C.N.R.S., Bellevue (Seine-et-Oise), France.

Résumé. — La méthode des moindres carrés, appliquée successivement à différentes régions de l'espace réciproque, a permis la détermination rapide de la structure du *p*-bromophénylsuccinimide. L'erreur moyenne commise sur les coordonnées atomiques z_n dans la structure d'essai est de 1,85 Å, l'erreur maxima, de 3,2 Å. La convergence de l'affinement utilisant les réflexions $h k 1$ est très rapide, malgré l'erreur importante dont les coordonnées sont entachées.

Dans une étude précédente (Tsoucaris, 1961 a et 1961 b) on a montré qu'il est possible d'utiliser avec profit la méthode des moindres carrés, non seulement au stade d'affinement d'une structure, mais aussi au stade de dégrossissement ; deux procédés ont été indiqués :

A) *Utilisation de la méthode classique, mais appliquée successivement à différentes régions de l'espace réciproque judicieusement choisies.*

Nous rappelons la formule utilisée :

$$\Delta z_n = \frac{\sum_{hkl} (F_o - F_c) \frac{\partial F_c}{\partial z_n}}{\sum_{hkl} \left(\frac{\partial F_c}{\partial z_n} \right)^2}$$

et les approximations admises :

(1) Le développement en série de Taylor des fonctions $F_c(z_m)$ et $\frac{\partial F_c(z_m)}{\partial z_m}$ est arrêté au premier ordre.

(2) Dans la matrice des coefficients du système des équations normales, tous les éléments, sauf les éléments diagonaux, sont négligés.

(3) Les phases (ou les signés) attribuées aux facteurs de structure observés sont supposées exactes.

Il est évident que les approximations (1) et (3) sont d'autant moins erronées que les indices des réflexions utilisées sont petits. Il est donc avantageux d'introduire successivement, dans les calculs, des réflexions d'indices de plus en plus élevés, au fur et à mesure que les valeurs des coordonnées atomiques se rapprochent des valeurs correctes : c'est une forme d'application de la méthode dite d'« essai et erreur ».

B) Affinement des variables linéaires

$$u_n = \exp(2\pi i l z_n).$$

L'expression générale des facteurs de structure peut être mise sous la forme :

$$F_{hkl} = \sum_n f_n \exp 2\pi i (hx_n + ky_n) \exp(2\pi i lz_n)$$

L'affinement des coordonnées z_n peut être réalisé en appliquant la méthode des moindres carrés aux variables $u_n = \exp 2\pi i lz_n$; en posant :

$$C_n^{hk} = f_n \exp 2\pi i (hx_n + ky_n)$$

on obtient un système d'équations linéaires :

$$\sum_n C_n^{hk} u_n = F_{hkl}$$

qu'on peut résoudre rigoureusement par la méthode des moindres carrés.

Dans la présente note on donne les résultats de l'application du procédé (A) à la structure du parabromophénylsuccinimide (Barassin, Lumbroso et Tsoucaris, 1961) (fig 1).

Les paramètres de la maille orthorhombique sont :

$$a = 19,74 \text{ \AA}, \quad b = 7,83 \text{ \AA}, \quad c = 6,44 \text{ \AA}$$

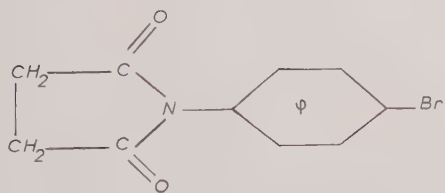


FIG. 1. — Formule chimique du p-bromophénylsuccinimide.

Le groupe de recouvrement est : $P2_12_12_1$.

La méthode des moindres carrés a été appliquée successivement aux groupes de réflexions suivants : hko , hkl , hol , hkl .

1) Réflexions hko .

Les coordonnées approximatives, obtenues par application de la méthode de l'atome lourd, ont été introduites dans une première phase de calculs utilisant les réflexions hko .

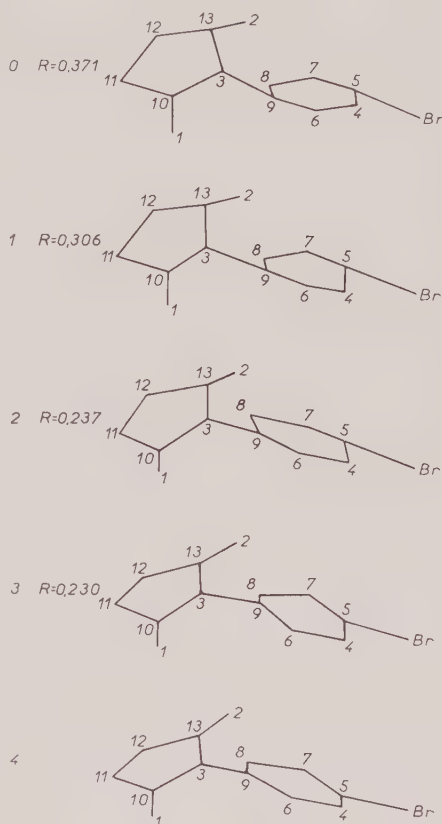


FIG. 2. — Modification de l'aspect de la molécule, projetée parallèlement à \vec{c} après chaque cycle de calculs d'affinement utilisant les réflexions hko .

Après chaque cycle de calculs l'aspect du noyau hexagonal a été progressivement modifié comme il est visible sur la figure 2 : l'axe de symétrie de la molécule passe par les atomes $N - C_9 - C_5 - Br$ et non par $N - C_8 - C_4 - Br$, comme il a été supposé dans la structure d'essai (fig. 2).

2) Réflexions $hk1$.

Après avoir déterminé approximativement la valeur de z_{Br} (par la projection du diagramme de Patterson parallèlement à \vec{b}), nous avons donné à tous les atomes de la molécule la même coordonnée z , égale à z_{Br} . (La molécule est supposée plane et parallèle au plan des axes \vec{a} et \vec{b}). Ces valeurs ont été introduites comme coordonnées initiales, dans un calcul de moindres carrés appliqué aux réflexions $hk1$ correspondant à un angle de Bragg inférieur à 52° (83 réflexions). Après chaque cycle de calculs, nous avons réintroduit dans le cycle suivant les valeurs initiales des coordonnées x_n et y_n ; en effet, la validité de la méthode étant considérablement restreinte par la très grande erreur dont les coordonnées z_n sont entachées, il est très probable que les corrections x_n et y_n n'ont pas de signification.

La valeur du coefficient $R = \frac{\sum |F_o| - |F_c|}{\sum |F_o|}$ relatif aux coordonnées initiales (tous les atomes placés à la cote z_{Br}) est de 0,59; après six cycles de calculs effectués sur la calculatrice CAB 500 (Rérat, 1961) la valeur de ce coefficient est de 0,24. La figure 3 *a* montre l'évolution de l'aspect de la molécule, projetée parallèlement à \vec{b} . Après le 3^e cycle de calculs, l'aspect du noyau pentagonal est logique, ce qui nous a incité à penser que les calculs convergent vers la solution correcte.

La figure 4 montre les variations des coordonnées atomiques. Le tableau I donne les

différences entre les valeurs des coordonnées z_n initiales et finales. On remarque que l'erreur commise sur les coordonnées initiales est très importante pour presque tous les atomes légers (carbone, azote, oxygène): l'erreur moyenne est de 1,85 Å (ou, en fraction de maille: 0,287); l'erreur maximale est de 3,2 Å (en fraction de maille: 0,500).

Mais cette convergence est lente pour les atomes du noyau hexagonal. Ce fait peut être expliqué en remarquant que plusieurs atomes de ce noyau ont des coordonnées x_n et y_n presque identiques; comme en outre, nous avons supposé que les coordonnées z_n étaient identiques, nous nous sommes placé dans le cas où deux atomes ont presque la même position dans l'espace; la méthode est alors en défaut. Ainsi, nous avons arrêté à ce stade les calculs utilisant les réflexions $hk1$.

3) Réflexions $h0l$.

On a alors poursuivi l'affinement en faisant intervenir cette fois les réflexions $h0l$ (fig. 3 *b*).

Les coordonnées initiales sont celles du dernier cycle des calculs précédents, à l'exception des coordonnées z_n des 4 atomes C_4 , C_5 , C_8 , C_9 ; ces dernières ont été calculées de manière que les distances interatomiques dans le noyau hexagonal soient égales à 1,40 Å.

Dans les deux premiers cycles de calculs 84 réflexions $h0l$ ont été utilisées (l variant de 0 à 4 compris); dans les 4 derniers, nous avons introduit les 135 réflexions (l variant de 0 à 6).

4) Réflexions générales hkl .

Les calculs commencés sur la calculatrice CAB 500 seront poursuivis ultérieurement sur des calculateurs IBM.

La partie des calculs relative aux réflexions $hk1$ est particulièrement intéressante; on est en effet frappé par le fait que la méthode conduit à la solution correcte alors que l'erreur commise sur les coordonnées initiales est très importante pour presque tous les atomes.

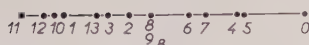
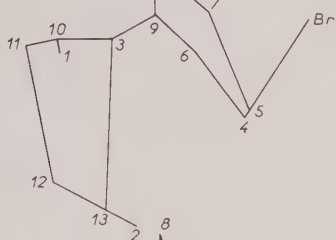
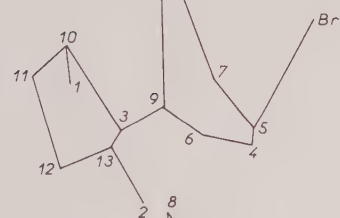
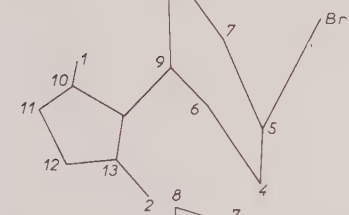
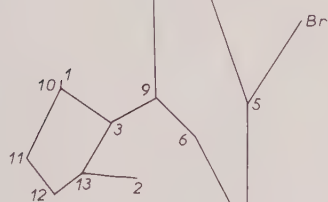
Examinons successivement la validité de trois approximations admises lors de l'établissement de la formule utilisée;

— L'approximation (I) est équivalente à l'approximation classique:

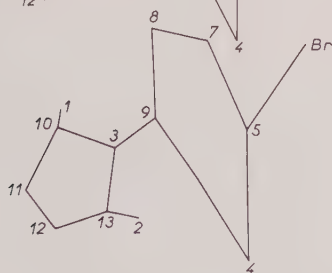
$$\cos 2\pi l \Delta z_m \simeq 1 \text{ et } \sin 2\pi l \Delta z_m \simeq 2\pi l \Delta z_m.$$

TABLEAU I.

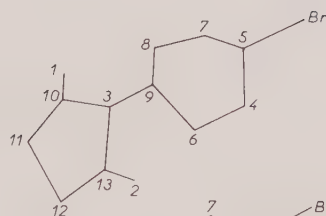
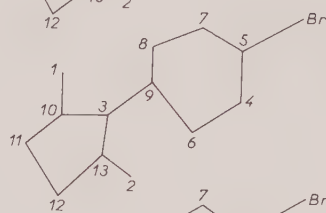
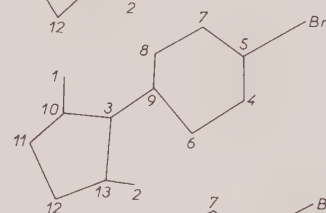
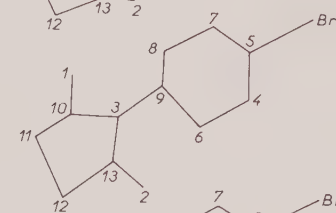
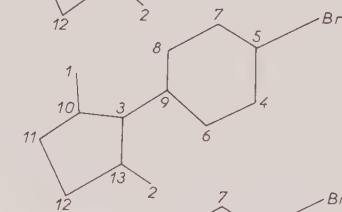
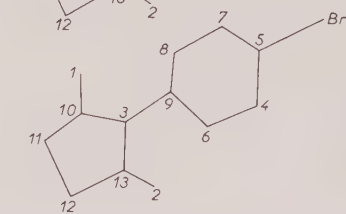
| Atome | Δz en fraction de maille | Δz en Å |
|--------------|--|--------------------|
| Br. | 0,016 | 0,1 |
| 1 (O). | 0,271 | 1,75 |
| 2 (O). | 0,309 | 1,99 |
| 3 (N). | 0,410 | 2,64 |
| 4 (C). | 0,331 | 2,13 |
| 5 (C). | 0,155 | 1,00 |
| 6 (C). | 0,410 | 2,64 |
| 7 (C). | 0,031 | 0,20 |
| 8 (C). | 0,374 | 2,41 |
| 9 (C). | 0,303 | 1,95 |
| 10 (C). | 0,360 | 2,32 |
| 11 (C). | 0,497 | 3,20 |
| 12 (C). | 0,311 | 2,00 |
| 13 (C). | 0,397 | 2,56 |

0 $R=0,587$ 1 $R=0,520$ 2 $R=0,389$ 3 $R=0,304$ 4 $R=0,274$ 5 $R=0,247$ 

6



a

0 $R=0,325$ 1 $R=0,260$ 2 $R=0,332$
135 plans3 $R=0,267$ 4 $R=0,266$ 5 $R=0,234$ 

b

FIG. 3. — Modification de l'aspect de la molécule, projetée parallèlement à \vec{b} après chaque cycle de calculs :

- (a) Affinement utilisant les réflexions hkl .
 (b) Affinement utilisant les réflexions hol .

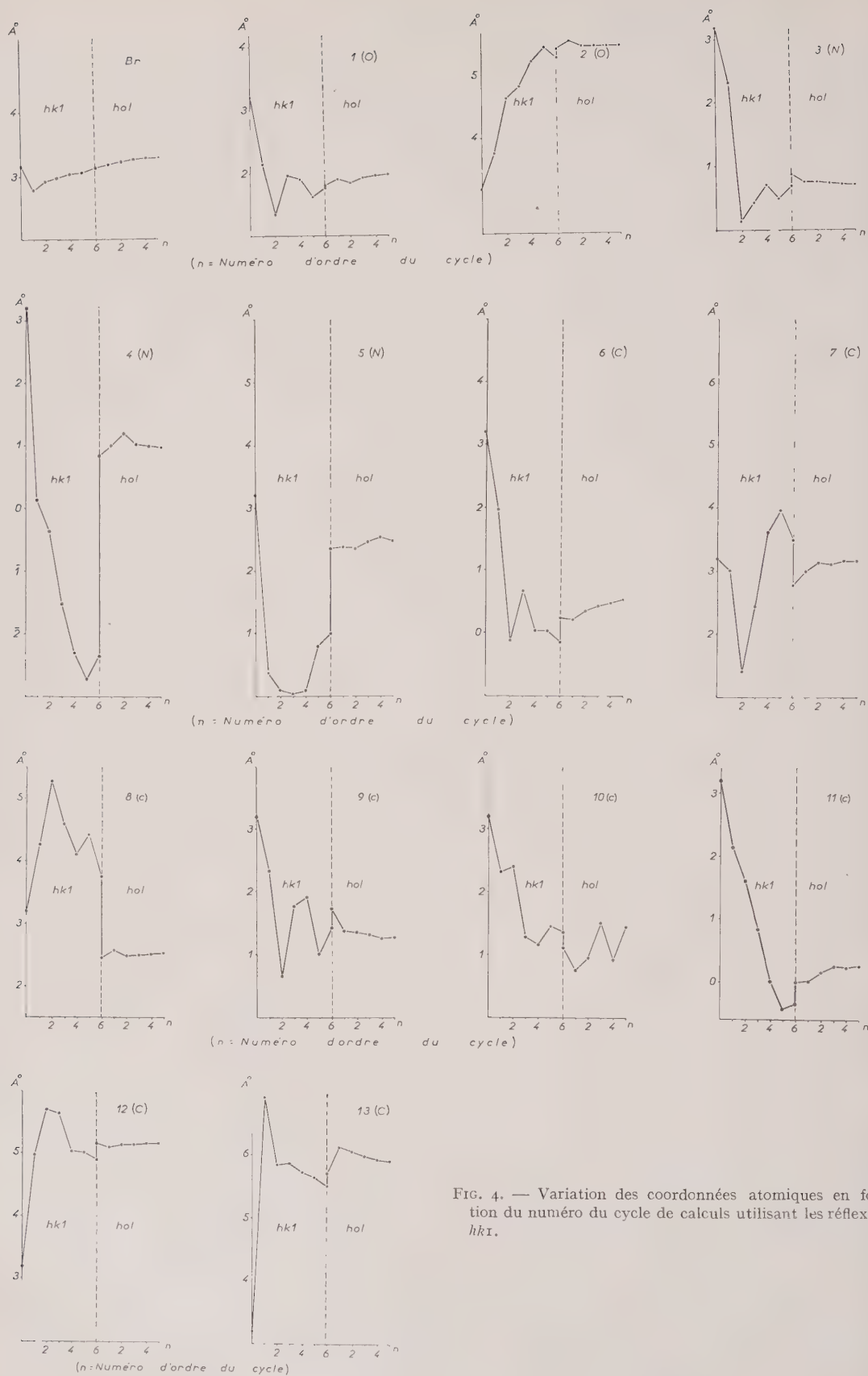


FIG. 4. — Variation des coordonnées atomiques en fonction du numéro du cycle de calculs utilisant les réflexions $hk1$.

Dans le cas présent (Tableau I) elle n'est que très médiocrement remplie. Or, sur la figure 4 on constate que la convergence des valeurs des coordonnées vers les valeurs correctes est très rapide.

— L'approximation (2) n'est valable que si les atomes ne se « chevauchent » pas dans la structure. Mais dans le cas de la structure d'essai, où tous les atomes ont été placés à la cote z_{Br} , deux couples d'atomes se « chevauchent » comme le montre le tableau II.

TABLEAU II.

| | x | y | z |
|------------|-------|-------|-----|
| N° 4 | 0,294 | 0,106 | 0,5 |
| N° 5 | 0,289 | 0,148 | 0,5 |
| N° 8 | 0,397 | 0,265 | 0,5 |
| N° 9 | 0,399 | 0,203 | 0,5 |

Il n'est pas étonnant de constater que ce sont

précisément les atomes pour lesquels la convergence est la plus lente.

— De trois approximations c'est la dernière qui semble la plus légitime. En effet la phase du facteur de structure est déterminée, en première approximation, par la contribution de l'atome de brome (numéro atomique : 35) dont la valeur de la coordonnée z dans la structure d'essai (3,22 Å) coïncide presque avec la valeur correcte (3,32 Å).

En conclusion on remarquera que l'approximation (1), très peu légitime, n'a pas empêché la convergence très rapide vers la solution correcte. Sans doute, c'est la présence de l'atome de brome, bien placé dans la structure d'essai et assurant ainsi la validité de l'approximation (3) qui, dans une large mesure, est à l'origine de ce succès. On pourra donc dire que, dans le cas présent, il s'agit d'une méthode d'atome lourd appliquée en utilisant la méthode des moindres carrés au lieu de celle des séries de Fourier utilisée habituellement.

BIBLIOGRAPHIE

BARASSIN, J., LUMBROSO, H., TSOUCARIS, G. (1961).
— *C. R. Acad. Sci.*, Paris, sous presse.
RÉRAT, C., RÉRAT, B. et LAURENT, A. (1961). —
Bull. Soc. franç. Minér. Crist., 84, 230.

TSOUCARIS, G. (1961, a). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 84, 30.
TSOUCARIS, G. (1961, b). — *Acta Cryst.*, à paraître.

Sur un terme plombifère du groupe pyrochlore-microlite

PAR A. SAFIANNIKOFF,

Compagnie Minière des Grands Lacs, Kamituga, Kivu, Congo

ET L. VAN WAMBEKE,

Euratom, Section Minéralogie-Géochimie, Centre Commun de Recherches, Ispra, Varese, Italie.

Résumé. — Un terme plombifère de la microlite a été trouvé dans des alluvions du Kivu au Congo. Le minéral est associé à de la cassitérite, à de la manganotantalite, à de la microlite et à de la simpsonite. Il se présente en masses cristallines de couleur jaune à orange, et, plus rarement, en octaèdres.

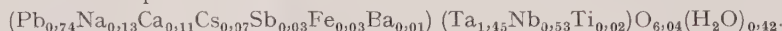
Densité..... 6,5 à 7,2

Dureté..... 6

Pouvoir rélecteur..... 18,2 %

L'analyse chimique donne, après déduction des impuretés : Ta_2O_5 : 53,84, Nb_2O_5 : 11,85, TiO_2 : 0,23, ZrO_2 : 0,06, PbO : 27,78, Sb_2O_3 : 0,85, Bi_2O_3 : 0,04, Na_2O : 0,67, Cs_2O : 1,71, CaO : 1,07, BaO : 0,22, FeO : 0,36, MnO : 0,02, H_2O^+ : 1,29, F : 0,01.

Formule chimique :



Le minéral possède une structure type pyrochlore-microlite avec un paramètre $a = 10,56 \pm 0,01$ Å ; groupe spatial : Fd3m.

Abstract. — A lead rich microlite has been found in alluvial sands in the Kivu, Congo. This mineral is associated with cassiterite, manganotantalite, microlite and simpsonite. It appears in regular yellow to orange masses and sometimes in octahedrons.

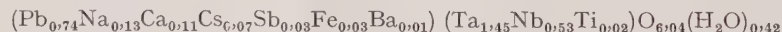
SG..... 6,5 to 7,2

H..... 6

Reflectivity..... 18,2 %

The chemical analysis, after deduction of impurities, is the following : Ta_2O_5 : 53,84, Nb_2O_5 : 11,85, TiO_2 : 0,23, ZrO_2 : 0,06, PbO : 27,78, Sb_2O_3 : 0,85, Bi_2O_3 : 0,04, Na_2O : 0,67, Cs_2O : 1,71, CaO : 1,07, BaO : 0,22, FeO : 0,36, MnO : 0,02, H_2O^+ : 1,29, F : 0,01.

Chemical formula :



The mineral has the pyrochlore-microlite structure with a unit cell of : $a = 10,56 \pm 0,01$ Å and a spatial group of Fd3m.

Un terme plombifère de microlite a été trouvé dans un gisement alluvionnaire à cassitérite du Kivu, Congo et provient vraisemblablement de pegmatites à spodumène qui affleurent dans le voisinage immédiat. Il se présente généralement dans les alluvions en masses cristallines de couleur jaune verdâtre à orange, et, beaucoup plus rarement en petits octaèdres. Il est intimement associé à la cassitérite et à d'autres minéraux tantalifères tels que la microlite, la manganotantalite et la simpsonite ($AlTaO_4$). Les inclusions de cassitérite et de manganotantalite ainsi que de mica sont fréquentes dans le miné-

ral. Le minéral est translucide en petits fragments et son éclat est gras. Sa radioactivité est nulle et il est insoluble dans les acides.

La densité du minéral est variable et est principalement fonction du rapport pondéral Ta_2O_5/Nb_2O_5 . La densité est voisine de 6,5 pour un rapport égal à 4,5 environ et dépasse 7,2 pour un rapport égal à 10.

La dureté du minéral, mesurée au moyen du microdurimètre de Leitz et comparée à l'échelle de Mohs, est pratiquement égale à 6 (dureté moyenne Vickers 7,36) (S. H. U. Bowie et K. Taylor, 1958).

Le pouvoir réfracteur, mesuré en lumière blanche avec un maximum d'émission aux environs de 5 450 Å, est de 18,2. La mesure du pouvoir réfracteur a été faite dans des conditions identiques à celles publiées par S. H. U. Bowie et K. Taylor (1958) pour toute une série de minéraux.

Composition chimique du minéral.

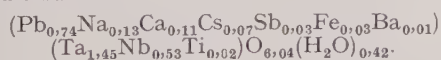
L'analyse du minéral a été effectuée dans les laboratoires de la Société Billiton à Arnhem (Hollande).

En raison des nombreuses inclusions présentes dans le minéral nous avons choisi pour l'analyse chimique le matériel le plus pur possible, après des examens microscopiques par transmission et réflexion. Aucun composé amorphe n'a été décelé. Les principales impuretés étaient constituées par de la cassitérite (environ 3 %) et un peu de mica (environ 0,5 %). Avant l'analyse l'échantillon a été séché à une température de 100 à 110° C. Les résultats de l'analyse sont indiqués dans le tableau suivant :

Analyse chimique du minéral.

| ÉLÉMENTS | ANALYSE DU MATÉRIEL | ANALYSE CORRIGÉE FOUE LES IMPURETÉS | RAPPORTS RAPPORTE MOLÉ- CULAIRES | RAPPORTS ATOMIQUES SUR LA BASE DE 2 (Ta,Nb,Ti) |
|--------------------------------|---------------------------|--|---|--|
| Ta ₂ O ₅ | 50,40 | 53,84 | 121,8 | 1,450 |
| Nb ₂ O ₅ | 11,10 | 11,85 | 44,5 | 0,529 |
| TiO ₂ | 0,21 | 0,23 | 2,9 | 0,016 |
| ZrO ₂ | 0,06 | 0,06 | 0,5 | 0,004 |
| PbO | 26,00 | 27,78 | 124,6 | 0,742 |
| Sb ₂ O ₃ | 0,80 | 0,85 | 2,9 | 0,033 |
| Bi ₂ O ₃ | 0,04 | 0,04 | 0,1 | 0,001 |
| Na ₂ O | 0,63 | 0,67 | 10,8 | 0,128 |
| Cs ₂ O | ca 1,60 | ca 1,71 | 6,1 | 0,073 |
| CaO | 1,00 | 1,07 | 19,1 | 0,113 |
| BaO | 0,20 | 0,22 | 1,4 | 0,008 |
| FeO | 0,34 | 0,36 | 5,0 | 0,030 |
| MnO | 0,02 | 0,02 | 0,3 | 0,002 |
| H ₂ O ⁺ | 1,20 | 1,29 | 71,7 | 0,425 |
| F | <0,01 | <0,01 | 0,2 | 0,002 |
| SnO ₂ | 3,55 | | 411,9 | |
| K ₂ O | <0,01 | | | |
| As ₂ O ₃ | 0,07 | | | |
| MgO | 0,02 | | | |
| CuO | 0,04 | | | |
| SiO ₂ | 0,65 | | | |
| Al ₂ O ₃ | 0,63 | | | |
| H ₂ O ⁻ | 0,20 | | | |
| | 98,78 | | | |

De la composition chimique peut être déduite la formule suivante :



La formule ci-dessus, comparée à la formule théorique de la microlite $(\text{Ca}, \text{Na})_2\text{Ta}_2\text{O}_6\text{F} = \text{A}_2\text{B}_2\text{O}_6\text{F}$, montre un déficit net dans les éléments du groupe A, seulement un peu plus de la moitié des positions A se trouve occupée par les différents cations. Ce déficit peut être causé par l'entrée dans le réseau cristallin de cations fortement chargés (déficit primaire) ou par des processus d'altération secondaire (déficit secondaire) (Borodin, L. C. et Nazarenko, I. I., 1957 ; Jager, E., Niggli, E. et Van der Veen, A. H., 1959). En ce qui concerne notre minéral, l'examen microscopique semble plutôt indiquer un processus d'altération primaire (absence de pores ou de zones d'altération secondaires) probablement dû à une lixiviation partielle des éléments du groupe A comme Na, Ca, etc. et également un départ de F, par des solutions hydrothermales de haute température. En dehors du Pb, il est à signaler la présence d'une teneur appréciable en Cs : des teneurs de plusieurs pour cent ont été trouvées dans le mica blanc qui accompagne les échantillons. Mais, étant donné la pureté du minéral analysé, tout au moins en ce qui concerne les micas, le Cs entre certainement dans le réseau cristallin de la plombomicrolite. L'analyse par fluorescence X a montré des variations assez importantes dans les rapports pondéraux Ta₂O₅/Nb₂O₅ pour différents échantillons de plombomicrolite.

Analyse du minéral aux rayons X.

L'analyse diffractométrique sur poudre montre clairement que la plombomicrolite appartient à la série pyrochlore-microlite. Son groupe spatial est Fd3m — O_h⁷ et son paramètre de 10,56 ± 0,01 Å.

La densité théorique calculée pour le minéral analysé est de 6,65, sa densité réelle étant de 6,6.

Le tableau suivant donne les distances réticulaires, les plans de réflexion et les intensités des différentes raies. Les mesures ont été effectuées au moyen d'un diffractomètre Philips avec la radiation CuKα.

Plusieurs niobates de Pb ont été synthétisés. W. R. Cook et H. Jaffe (1953) ont montré que la structure du Pb_{1,5}Nb₂O_{6,5} est également cubique à faces centrées, du type pyrochlore, avec un paramètre de 10,561 ± 0,001 Å, c'est-à-dire très voisin de notre minéral. D'autre part, R. S. Roth (1957) mentionne l'existence du composé PbNb₂O₆ dont la structure est orthorhombique ainsi qu'une modification tétragonale de cette structure à 600° C.

Diagramme de poudre du terme plombifère de la microlite, Kivu, Congo.

| d en Å | hkl | I/I_0 | d en Å | hkl | I/I_0 |
|----------|---------|---------|----------|---------|---------|
| 6,08 | 111 | 12 | 1,167 | 753-991 | 4 |
| 3,17 | 311 | 17 | 1,107 | 931 | 3 |
| 3,01 | 222 | 31 | 1,078 | 484 | 22 |
| 2,642 | 400 | 65 | 1,062 | 771 | 3 |
| 2,159 | 422 | 3 | 1,021 | 195 | 3 |
| 2,035 | 511-333 | 15 | 1,016 | 666 | 3 |
| 1,867 | 440 | 100 | 1,953 | 577 | 2 |
| 1,785 | 351 | 6 | 0,934 | 880 | 7 |
| 1,765 | 600-442 | 6 | 0,923 | 179 | 6 |
| 1,611 | 533 | 7 | 0,8962 | 379 | 6 |
| 1,593 | 622 | 99 | 0,8928 | 10.2.6 | 29 |
| 1,526 | 444 | 32 | 0,8801 | 488 | 24 |
| 1,476 | 711-551 | 6 | 0,8694 | 12.2.6. | 4 |
| 1,375 | 731-553 | 7 | 0,8485 | 579 | 6 |
| 1,320 | 800 | 13 | 0,8351 | 12.4.0. | 15 |
| 1,221 | 751 | 8 | 0,8246 | 688 | 3 |
| 1,212 | 662 | 7 | 0,8079 | 399 | 6 |
| 1,181 | 840 | 27 | 0,7962 | 12.4.4. | 12 |

Conclusions.

Nous nous proposons de demander à la Commission des Nouveaux Minéraux de l'Association Internationale de Minéralogie d'examiner la nomenclature de la famille pyrochlore-microlite. Elle pourrait décider à cette occasion si le minéral plombifère à structure de microlite décrit dans cet article doit recevoir un nom particulier.

Remerciements. — Nous tenons à remercier vivement M. Van der Veen de la Société Billiton pour les mesures de dureté, de pouvoir réflecteur du minéral. Nous avons eu avec lui une discussion très fructueuse.

Ce travail est publié avec l'approbation du Comité de Nomenclature qui s'est réuni le 19 juin et le 21 novembre 1961, conformément aux décisions du Conseil d'administration (seances du 12 juin 1952 et du 21 mai 1953).

BIBLIOGRAPHIE

- BORODIN, L. C. et NAZARENKO, I. I. (1957). — *Geochem.*, Moscou, n° 4, 702.
 BOWIE, S. H. U. et TAYLOR, K. — (1958) *Ming. Mag.*, 99, 270 et 337.
 COOK, W. R. et JAFFE, H. (1953). — *Phys. Rev. U. S. A.*, 89, 1297.
 JÄGER, E., NIGGLI, E. et VAN DER VEEN, A. H. (1959). — *Mineral. Mag.*, G. B., 32, n° 244, 10.
 ROTH, R. S. (1957). — Unit-cell data of the lead niobate $PbNb_2O_6$. *Acta Crystallogr.*, 10, n° 6, 437.

Étude d'une argile à montmorillonite de Chios (Grèce)

PAR B. ANDRONOPOULOS (1),

B. R. G. M., Paris.

Résumé. — Une étude comprenant analyse thermique différentielle, analyse thermopondérale et diffractométrie a été effectuée sur des échantillons d'une argile provenant de Grèce (Chios) : il s'agit d'une argile dioctaédrique du groupe de la montmorillonite, très pauvre en fer et magnésium (montmorillonite proprement dite) et mélangée à la dolomie.

A. — DIFFRACTOMÉTRIE.

Quatre diagrammes ont été exécutés :

a) Sur la matière brute.

b) Sur la partie fine (obtenue par sédimentation après dispersion et dont la granulométrie variait de 0 à 5 μ).

c) Sur la partie fine glycolée.

d) Sur la partie fine après chauffage à 550° C.

Le diagramme de la matière brute présente des pics à 14,4 Å, 4,40 Å, 4,02 Å, 3,05 Å, 2,48 Å qu'on peut attribuer aux réflexions d'une argile du groupe de la montmorillonite. On voit aussi des raies à 2,89, 2,19 et 1,79 Å dues aux réflexions de la dolomie

b) La partie fine a été obtenue par élimination du carbonate (1/10 HCl), dispersion, lavage répété et soutirage de la partie dispersée, dont la granulométrie variait ainsi de 0 à 5 μ .

Le diagramme de la partie fine présente un très grand pic à 13,4 Å ainsi que d'autres plus faibles à 5,03, 4,03 et 3,05 Å dus à la montmorillonite. La partie fine ne contient pas d'autres minéraux argileux, du moins en quantité suffisante pour être visibles sur ce diffractogramme.

c) Sur le diagramme de la partie fine chauffée à 550° C pendant 5 h, on voit un décrochement à (\sim) 10 Å. On sait que l'espacement basal de la montmorillonite tombe brusquement à 10 Å par chauffage (contraction suivant l'axe due à l'élimination de l'eau).

d) Le diagramme de la partie fine glycolée donne un fort décrochement à (\sim) 16 Å dû au complexe organique.

On voit que les diagrammes de diffraction de rayons X révèlent l'existence d'une argile du groupe de la montmorillonite d'une part et de la dolomie d'autre part. Les diagrammes des plaquettes chauffées et glycolées ne laissent aucun doute.

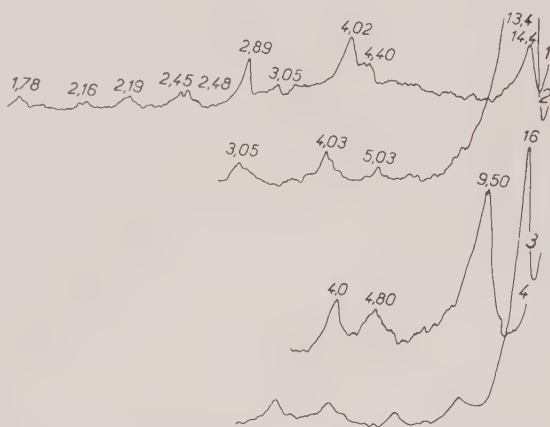


FIG. 1. — Diffractogrammes : 1, matière brute ; 2, partie fine ; 3, partie fine glycolée ; 4, partie fine chauffée.

Il y a toutefois une divergence en ce qui concerne la raie à 4,03 Å, visible sur les diagrammes de la matière brute et de la partie fine. Cette raie appartient-elle à la montmorillonite ? Les données trouvées dans la bibliographie pour les minéraux du groupe de la montmorillonite ne la mentionnent pas. Peut-être la présence d'une chlorite (4,06 Å) ou d'un feldspath (3,99 Å) pourrait-elle être à l'origine de cette raie à 4,03 Å.

(1) Institut de géologie, Athènes.

B. — ANALYSE THERMIQUE DIFFÉRENTIELLE.

Deux essais ont été effectués sur la partie fine et la matière brute.

1) *Partie fine* : prise 200 mg, chauffage à 1050° C. Vitesse de chauffage : (\sim) 12° C/mn.

La courbe montre d'abord une perte considérable d'eau (adsorbée) qui commence à basse température avec un crochet large à environ 150° C.

A 610° C commence une faible réaction endothermique (pic large à 570° C) due à l'élimination de l'eau de constitution (OH) de la montmorillonite.

A une température plus élevée on voit un faible décrochement endothermique (pic large à 860° C) suivi d'un autre exothermique, assez aigu, à 940°. D'après Brindley et Grim (1953) le troisième crochet endothermique est dû à la destruction du réseau cristallin vers l'état amorphe, alors que le pic exothermique correspond à la formation des nouvelles phases cristallines.

On voit que le comportement thermique tout au long du chauffage caractérise bien une argile du groupe de la montmorillonite. L'emplacement du deuxième crochet endothermique et la forme de la courbe aux températures élevées, pourrait même faire supposer (Mackenzie) qu'il s'agisse d'une argile dioctaédrique (montmorillonite proprement dite) avec une faible teneur en Fe et Mg remplaçant l'aluminium (en position octaédrique).



FIG. 2. — Courbes A. T. D. : 1, partie fine ; 2, matière brute.

2) *Matière brute* : prise 500 mg, chauffage à 1050°, vitesse du chauffage : (\sim) 12° C/minute.

La courbe est essentiellement de la même forme que celle de la partie fine, avec en plus, les crochets dus à des substances mélangées.

a) Ainsi on voit à basse température un très

large et intense décrochement endothermique, dû à la perte de l'eau adsorbée. L'ampleur plus forte de la réaction endothermique par rapport à celle de la partie fine, est due d'une part à la prise de 500 mg et d'autre part sans doute à l'élimination d'une partie de l'eau adsorbée pendant le séchage à 60° C de la partie fine.

b) Un décrochement endothermique à 620° (pic à 690°) et un autre à 810° (pic à 840°) dont la signification est la même que pour la partie fine.

c) Un décrochement endothermique à 750° (pic à 790°).

d) Après le troisième crochet endothermique (840° C) la courbe monte considérablement, alors que à 900° on voit un faible crochet endothermique, suivi d'un autre exothermique à 950°. Cette partie de la courbe est due à des réactions thermiques de la montmorillonite et d'une substance mélangée. En effet le décrochement endothermique à 750° ainsi que le faible crochet à 920° (qui d'ailleurs n'existent pas sur la courbe de la partie fine) peuvent être dus à un carbonate tel que la dolomie ou un mélange de calcite et de magnésite⁽¹⁾, dont la réaction endothermique est compensée par la réaction inverse de la montmorillonite. Ainsi, on voit que la courbe monte brusquement après le troisième crochet endothermique (840°) de la montmorillonite jusqu'à 900°. A 920° la réaction endothermique de la dolomie se superpose à la réaction exothermique de l'argile qui donne ensuite un faible décrochement exothermique à 950° (montmorillonite). Il est toutefois à noter que la réaction exothermique de la montmorillonite débute à 840° sur la matière brute et à 920° sur la partie fine. La montée brusque de la courbe et l'intensité de la réaction thermique pourraient faire supposer qu'il y ait, avant la réaction de l'argile, un autre phénomène exothermique tel qu'une oxydation, à action calorifique importante.

On peut donc conclure que, d'après l'analyse thermique différentielle, la matière brute se compose essentiellement d'une argile (montmorillonite) et d'un carbonate (dolomie).

C. — ANALYSE THERMOPONDÉRALE.

Prise de 500 mg de partie fine, chauffage à 1050° C, vitesse du chauffage 5°/minute.

La courbe de déshydratation montre une

(1) Nous avons déjà vu par diffractométrie qu'il s'agit de la dolomie.

perte de poids considérable s'étalant de 40° à 200° (perte ~ 10 %). Entre 200° et 700° la perte de poids continue lente et régulière (perte 7 %). Au-delà de 700° on n'observe aucune perte de poids.

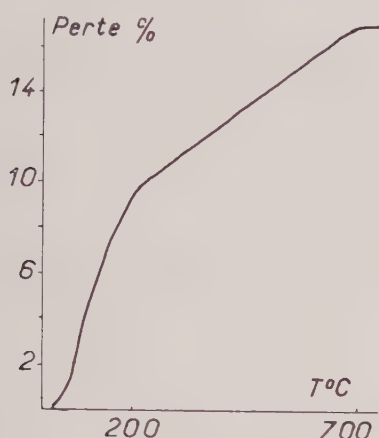


FIG. 3. — Courbe thermopondérale.

On peut en conclure que la première partie de la courbe correspond à l'élimination de l'eau adsorbée, alors que la perte de poids à haute température correspond à l'élimination de l'eau de constitution. Il est à noter que pratiquement l'intervalle de basse température recouvre celui de haute température. On peut seulement distinguer la partie de la courbe entre 200°-350° où la perte de poids est très faible. Ce comportement est d'ailleurs caractéristique de la montmorillonite.

Composition chimique. Conclusions.

Nous donnons ci-dessous les résultats analytiques de la matière brute pour les éléments suivants :

| | | | |
|--|--------|---|-------|
| SiO ₂ | 51,5 % | H ₂ O ⁺ | 5,4 % |
| Al ₂ O ₃ | 10,7 % | H ₂ O ⁻ | 8,7 % |
| FeO | 0,5 % | Na ₂ O | 0,7 % |
| Fe ₂ O ₃ | 0,6 % | K ₂ O | 0,3 % |
| MgO | 6,5 % | | |
| CaO | 6,5 % | | |

La dolomimétrie par ailleurs a montré qu'il y avait :

| | |
|-------------------------------------|------|
| MgO (exprimé en MgCO ₃) | 12 % |
| soit 5,7 % MgO | |
| CaO (exprimé en CaCO ₃) | 12 % |
| soit 6,7 % CaO | |

Il y a donc 6,5 — 5,7 = 0,8 % MgO dans l'argile, alors que toute la quantité de CaO se trouve sous forme de dolomie qui représente 24 % du mélange.

Après soustraction du MgO et CaO de la dolomie on obtient (somme ramenée à 100) :

| | |
|--|--------|
| SiO ₂ | 65,0 % |
| Al ₂ O ₃ | 13,5 % |
| FeO | 0,6 % |
| Fe ₂ O ₃ | 0,8 % |
| MgO | 1,0 % |
| H ₂ O ⁺ | 17,8 % |
| H ₂ O ⁻ | |
| Na ₂ O | 1,2 % |
| N ₂ O | |
| | 99,9 % |

En ce qui concerne la silice, celle-ci a été dosée également dans la partie fine qui en contient 63,5 %.

La différence des teneurs (65 % pour le produit brut sans carbonates et 63,5 % pour la partie fine) pourrait s'expliquer par la présence de silice (amorphe ou quartz) (dont le dosage précis n'a pu être fait).

En conclusion, les échantillons que nous avons examinés se composent essentiellement d'une argile, la montmorillonite et d'un carbonate, la dolomie. On peut supposer qu'il s'agit d'une argile dioctaédrique (montmorillonite proprement dite) d'après les données de l'analyse thermique différentielle (Greene-Lelly) et les résultats analytiques.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance envers M. C. Guillemain, Chef du Département Laboratoires au B. R. G. M., M. C. Lévy, Chef du Laboratoire de Minéralogie et M. P. Maillard pour leur aide précieuse dans ce travail.

BIBLIOGRAPHIE

- GRIM, R. (1953). — *Clay mineralogy*.
 KULBICKI (1956). — *Sci. Terre*, 4, n° 1 et 2.
 LUCAS, CAMEZ et MILLOT (1959). — *Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, 12, fasc. 2.
 MACKENZIE, R. (1957). — *The differential thermal investigation of clays*.
 MC CONNELL (1950). — *Amer. Mineral.*, 35, 166.
 SUDO, T. et HAYSASHI, H. (1955). — *Clays minerals*, 389.

Diagrammes de Patterson théoriques tridimensionnels des structures contenant deux atomes par unité asymétrique (Systèmes triclinique et monoclinique)

PAR B. RÉRAT ET C. RÉRAT,

Laboratoire de Cristallographie Appliquée, Centre National de la Recherche Scientifique, Bellevue (Seine-et-Oise).

Résumé. — On a représenté les diagrammes de Patterson théoriques des structures de l'espace à trois dimensions contenant deux atomes par unité asymétrique. Les coordonnées atomiques étant données, on envisage successivement les groupes de symétrie tricliniques et monocliniques. Intérêt de l'utilisation de ces diagrammes au cours de l'interprétation des diagrammes expérimentaux.

Les schémas suivants représentent les diagrammes de Patterson théoriques tridimensionnels de structures contenant deux atomes par unité asymétrique et appartenant aux groupes de symétrie tricliniques et monocliniques.

Ils ont pour objet de faciliter et d'abrégier l'interprétation des diagrammes de Patterson expérimentaux. Il est en effet fastidieux, à chaque nouvelle interprétation, d'établir par construction géométrique, à partir des éléments de symétrie de la structure, les règles donnant la répartition dans l'espace des maximums de la fonction de Patterson. L'examen de ces schémas permet de comprendre rapidement les règles correspondant à chaque groupe de symétrie.

Dans chaque structure, les coordonnées respectives des deux familles d'atomes, A et A', sont $x y z$, $x' y' z'$, ainsi que les coordonnées que l'on en déduit par les opérations de symétrie du groupe. Pour des raisons de simplicité et d'uniformité les valeurs des six paramètres précédents ne sont pas modifiées d'un groupe à l'autre. On a choisi l'origine et la disposition des axes des Tables Internationales de Cristallographie (1952). Il n'a donc pas été nécessaire de donner les schémas de ces structures.

Afin de faciliter l'examen des diagrammes la maille n'est pas représentée entièrement ; pour la compléter il suffit d'une inversion dans le cas

du système triclinique et d'une inversion suivie d'un mirage dans le cas du système monoclinique. Pour chaque groupe de symétrie le groupe de symétrie du diagramme de Patterson est indiqué entre parenthèses.

Les pseudoatomes de Patterson sont représentés par des symboles différents suivant la nature des vecteurs interatomiques dont ils représentent l'extrémité, à savoir :

1) un cercle noir pour les vecteurs joignant, dans la structure, deux atomes de la famille A (vecteurs $\vec{A_i A_j}$) ;

2) un cercle blanc pour les vecteurs joignant deux atomes de la famille A' (vecteurs $\vec{A'_i A'_j}$) ;

3) un cercle blanc centré par un point pour les vecteurs joignant deux atomes n'appartenant pas à la même famille (vecteurs $\vec{A_i A'_j}$ ou $\vec{A'_i A_j}$).

On a relié deux à deux, par des segments de droite tracés en traits continus, les pseudoatomes qui représentent les extrémités des vecteurs $\vec{A_i A_j}$ et $\vec{A'_i A'_j}$ ayant, dans la structure, pour origine commune un atome A_i de la famille A, et pour extrémités des atomes A_j et A'_j de même indice.

De même, on a relié par des segments de droite tracés en traits pointillés les pseudoatomes correspondant aux vecteurs $\vec{A'_i A_j}$ et $\vec{A_i A'_j}$ d'origine commune A'_i dans la structure.

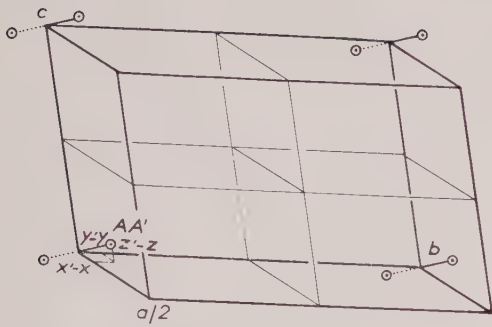


FIG. 1 : $P_1 - (P_i)$.

P_1 est le groupe de symétrie de la structure ;
 P_i est celui du diagramme de Patterson

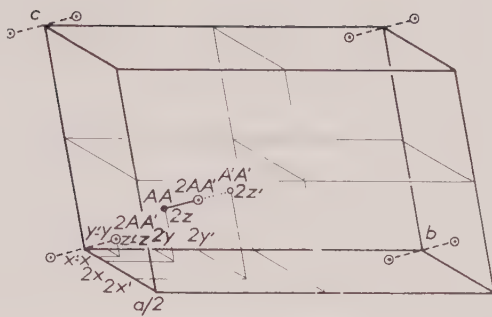


FIG. 2 : $P_1 - (P_i)$.

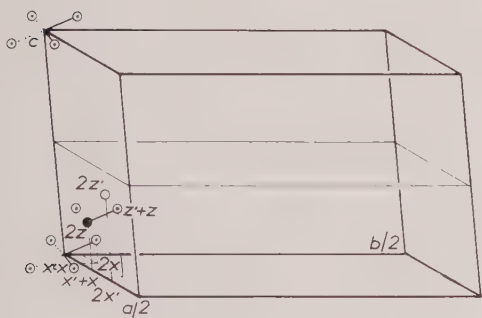


FIG. 3 : $P_2 - (P_2/m)$.

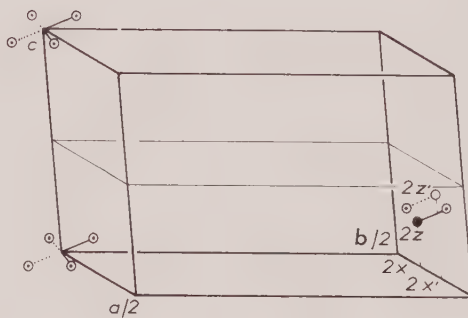


FIG. 4 : $P_{21} - (P_{21}/m)$.

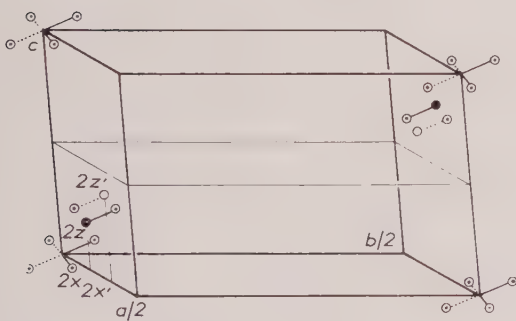


FIG. 5 : $C_2 - (C_2/m)$.

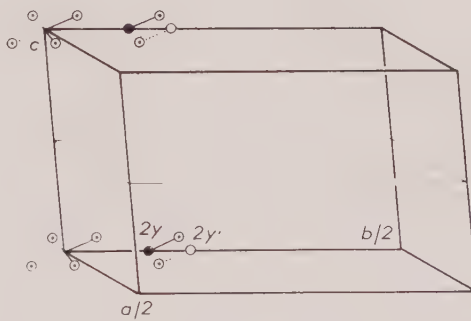


FIG. 6 : $P_m - (P_2/m)$.

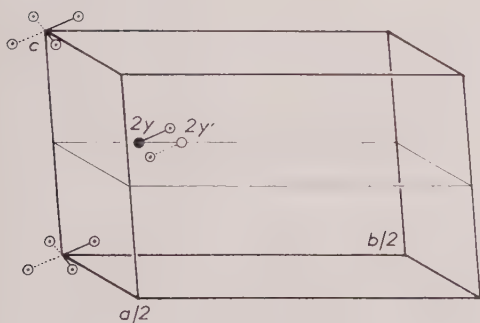


FIG. 7 : $P_c - (P_2/m)$.

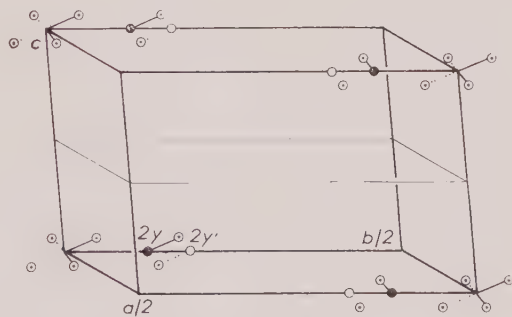
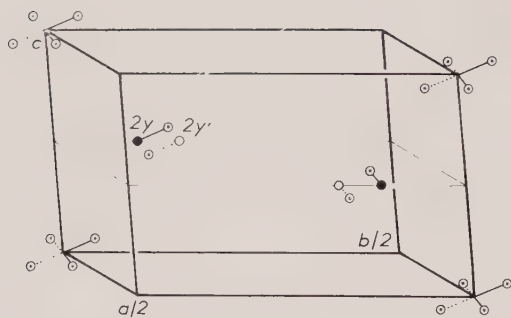
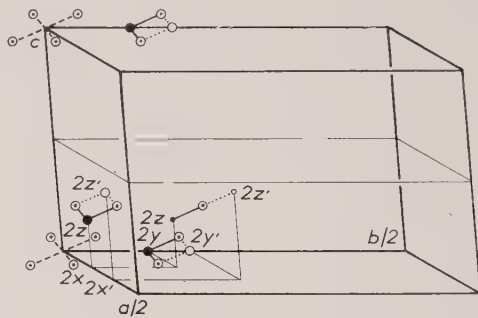
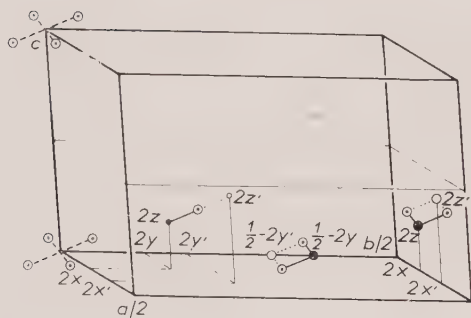
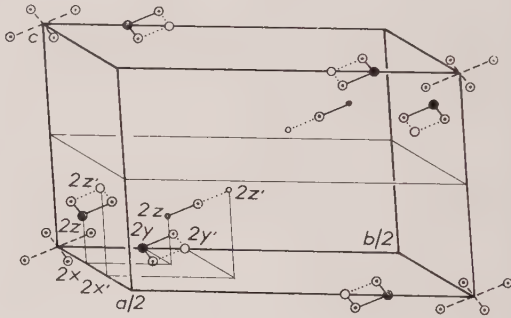
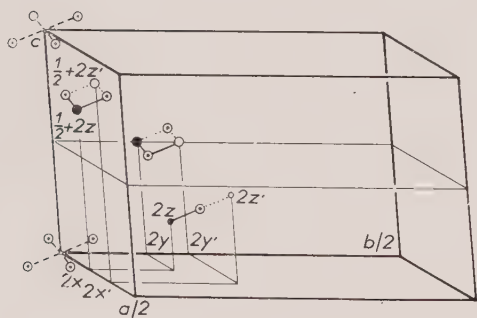
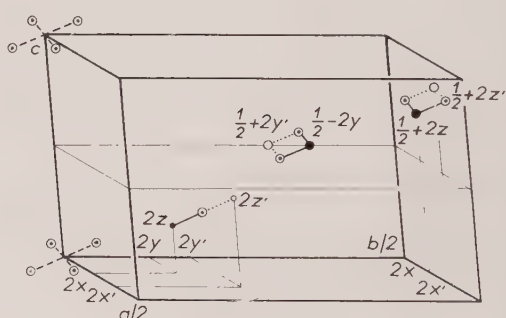
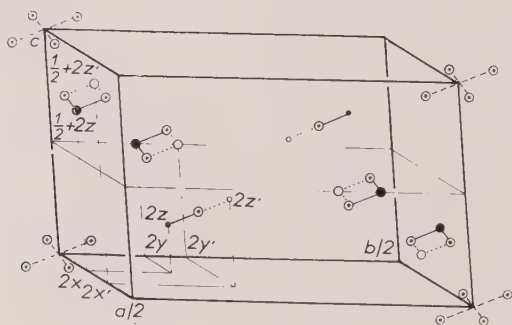


FIG. 8 : $C_m - (C_2/m)$.

FIG. 9 : $Cc \rightarrow (C_2/m)$.FIG. 10 : $P_2/m \rightarrow (P_2/m)$.FIG. 11 : $P_{21}/m \rightarrow (P_2/m)$.FIG. 12 : $C_2/m \rightarrow (C_2/m)$.FIG. 13 : $P_2/c \rightarrow (P_2/m)$.FIG. 14 : $P_{21}/c \rightarrow (P_2/m)$.FIG. 15 : $C_2/c \rightarrow (C_2/m)$.

Il peut se faire que pour des raisons de symétrie deux pseudoatomes de même nature ou bien deux segments de natures différentes coïncident. On a alors représenté les pseudoatomes par un cercle de plus grand diamètre, et les segments par un trait discontinu.

Cette représentation permet de mettre en évidence les relations qui existent entre les pseudoatomes : on voit qu'ils sont situés aux sommets de losanges dont les côtés sont parallèles et égaux aux segments $A_i A'_i$ de la structure joignant deux atomes de même indice mais de familles différentes.

Connaissant la structure il suffit donc de connaître les coordonnées de deux sommets opposés d'un losange pour en déduire l'ensemble du losange. Les coordonnées de ces sommets sont indiquées sur les diagrammes. On les obtient par construction simple à partir des pseudoatomes situés en $2x, 2y, 2z$ et $2x', 2y', 2z'$.

Inversement, il est facile, en partant des losanges du diagramme de Patterson, de déduire les positions des segments $A_i A'_i$ de la structure. C'est le principe de l'utilisation de ces diagrammes.

BIBLIOGRAPHIE

International Tables for X-ray Crystallography (1952). Birmingham, Kynoch Press.

Bull. Soc. franç. Minér. Crist.
(1961), LXXXIV, 391-6.

Nouvelles données sur la picropharmacolite

PAR R. PIERROT,
B. R. G. M., Paris.

Résumé. — Au cours d'une étude systématique des arsénates de calcium et de magnésium, il a été possible de caractériser la picropharmacolite décrite à Riechelsdorf par Stromeyer en 1819, mais, par la suite, très souvent confondue avec d'autres espèces minérales.

Les caractères cristallographiques et optiques de la picropharmacolite ainsi que de nouvelles analyses chimiques sont données : monoclinique, les cristaux fibreux sont allongés suivant l'axe $c = 6,74 \text{ \AA} \pm 0,02 \text{ \AA}$; les autres paramètres, difficiles à mesurer, sont de l'ordre de : $a = 21 \text{ \AA}$, $b = 13,5 \text{ \AA}$, $\beta = 140^\circ$; biaxe positif : $2V = 50^\circ$; extinction oblique à 8° avec allongement positif; $n_g = 1,578$; $n_m = 1,571$; $n_p = 1,566$.

La formule peut s'écrire : $(\text{Ca}, \text{Mg})_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$.

Les gisements dans lesquels la picropharmacolite a été reconnue sont mentionnés.

I. — HISTORIQUE DE L'ESPÈCE.

En 1819, Stromeyer publie une analyse chimique et une description macroscopique sommaire d'un minéral de la mine de Riechelsdorf (Hesse). Par suite de la composition (arséniate hydraté de calcium et de magnésium) et de la

ressemblance de ce minéral avec la pharmacolite, connue depuis 1800, il propose le nom de picropharmacolite pour cette nouvelle espèce.

En 1873, Frenzel signale la présence, dans les mines « Kröner » et « junge hohe Birke » près de Freiberg (Saxe), d'un minéral de composition à peu près identique, qu'il rapporte à la picro-

pharmacolite. En dehors de l'analyse, il ne donne qu'une description macroscopique sommaire du minéral.

En 1890, Genth publie des analyses d'arséniates de calcium et de magnésium provenant de Joplin (Missouri). Il reconnaît que les analyses, d'ailleurs très discordantes, ont été faites sur des mélanges de minéraux ; il se contente de conclure à la présence de « picropharmacolite » à Joplin.

Il faut attendre 1921, soit un siècle après la description originale, pour que les propriétés optiques soient décrites par E. S. Larsen.

En 1951, lorsque paraît la 7^e édition du *Dana's System of Mineralogy*, on ne dispose pour définir l'espèce « picropharmacolite » que :

1. — d'une description macroscopique sommaire,
2. — des analyses de Stromeyer (1819) et de Frenzel (1873),
3. — des données optiques de E. S. Larsen (1921).

II. — IDENTIFICATION DE LA PICROPHARMACOLITE.

Une définition aussi peu précise devait fatalement entraîner de nombreuses erreurs d'identification parmi les multiples arséniates naturels de calcium et de magnésium dont l'aspect macroscopique est assez uniforme.

L'extrême confusion régnant dans ce groupe de minéraux nous est apparue lorsque, voulant étudier des arséniates recueillis par P. Sainfeld à Sainte-Marie-aux-Mines (Vosges), nous nous sommes heurtés à de nombreuses difficultés rendant impossible des déterminations valables.

En vue d'un travail de thèse, nous avons alors entrepris une étude systématique des arséniates de Ca et de Mg conservés dans les collections de minéralogie. Cette étude a montré que :

1. — Certains arséniates de Ca, de Mg, ou de Ca et Mg, ne peuvent être assimilés à aucune des espèces minérales actuellement décrites dans la littérature.

2. — Plusieurs espèces sont généralement étroitement associées sur un même échantillon.

3. — Les noms portés sur les étiquettes des collections sont très souvent erronés.

Parmi les diverses espèces minérales observées au cours des recherches, un arséniate hydraté de Ca et Mg s'est révélé extrêmement fréquent. Si sa composition chimique permettait de le rapprocher de la picropharmacolite, ses propriétés optiques étaient entièrement diffé-

rentes de celles attribuées à l'espèce par E. S. Larsen.

Malgré l'extrême obligeance des directeurs des musées français et étrangers, il nous a été impossible de retrouver les échantillons originaux de Stromeyer (1819) et de Frenzel (1873) qui nous eussent permis de sortir immédiatement de cette impasse.

Cependant, le problème a pu être résolu, grâce à l'amabilité des responsables de l'United States Museum qui nous ont confié l'échantillon utilisé par E. S. Larsen (1921) pour la détermination des propriétés optiques de la « picropharmacolite ».

Cet échantillon a l'aspect d'un conglomérat constitué de petits nodules blancs de barytine (contenant un peu de strontium) enrobés dans un ciment rose pâle abondant, riche en arséniates de la série érythrine-hoernesite. Aucun de ces arséniates ne possède les propriétés optiques attribuées à la « picropharmacolite ».

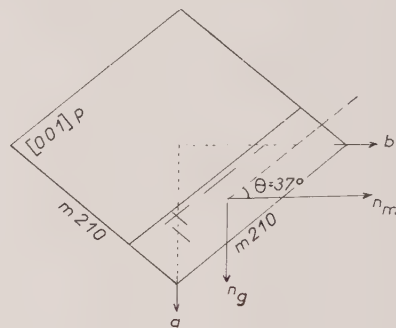


FIG. 1. — Fragment de clivage *p* de barytine ou de célestite.

Par contre, celles-ci correspondent exactement, comme le montrent la figure 1 et le tableau I, aux propriétés optiques des petits fragments de clivage *p* de la barytine strontifère, observables en frottis, si l'on admet que l'angle d'extinction a été mesuré par rapport à la trace d'un clivage. Les propriétés optiques publiées par E. S. Larsen pour la picropharmacolite doivent donc être rejetées.

TABLEAU I.

| « Picropharmacolite » Larsen 1921 | Barytine | Celestite |
|--------------------------------------|-----------------------|---------------------|
| Biaxe + | + | + |
| $2V = 40^\circ \pm 2$ | $2V = 37^\circ \pm 2$ | $2V = 50$ |
| $\theta = 37^\circ$ | $\theta = 39^\circ$ | $\theta = 38^\circ$ |
| allongement négatif | | |
| $n_p = 1,631$ | $n_p = 1,636$ | $n_p = 1,622$ |
| $n_m = 1,632$ | $n_m = 1,637$ | $n_m = 1,624$ |
| $n_g = 1,640$ | $n_g = 1,648$ | $n_g = 1,637$ |

Dès lors, la seule donnée certaine permettant d'identifier la picropharmacolite était la composition chimique établie par les analyses de Stromeyer et de Frenzel.

Un échantillon de picropharmacolite de Riechelsdorf conservé au Muséum National d'Histoire Naturelle (MNHN 95.497) possède un aspect macroscopique correspondant à la description originale. La picropharmacolite forme une croûte blanche composée de boules fibroradiées de 3 mm de diamètre environ, contenant très souvent un noyau de barytine. On rencontre, par endroits, un peu de pharmacolite et d'érythrine.

Une petite quantité (52,7 mg) de cette picropharmacolite a été soigneusement isolée et analysée après vérification de la pureté du prélèvement.

TABLEAU 2.

Analyses de picropharmacolite.

- I. — Riechelsdorf (Stromeyer, 1819).
 II. — Freiberg (Frenzel, 1873).
 III. — Riechelsdorf (Échant. MNHN 95.497, B. R. G. M. Paris).

| | I | II | III |
|--------------------------------------|-------|--------|--------|
| As ₂ O ₅ | 46,97 | 46,93 | 46,4 |
| CaO | 24,65 | 25,77 | 24,1 |
| MgO | 3,22 | 3,73 | 3,2 |
| H ₂ O | 23,98 | 24,01 | 23,3 |
| CoO | 1,00 | — | 0,1 |
| Insoluble ... | — | — | 1,8 |
| Mn + Ni | — | — | traces |
| | 99,82 | 100,44 | 98,9 |

| | I | II | III |
|------------------|---|---|-----|
| Ca | $\left. \begin{array}{l} 2, 20 \\ 0, 40 \\ 6, 60 \end{array} \right\} 9, 2$ | $\left. \begin{array}{l} 2, 10 \\ 0, 40 \\ 6, 70 \end{array} \right\} 9, 2$ | |
| As | | | |
| Mg | | | |
| As | | | |
| H ₂ O | | | |
| As | | | |
| Ca | 5, 5 | 5, 3 | |
| Mg | | | |

Le minéral analysé, pouvant alors être considéré comme identique à la picropharmacolite de Stromeyer, a été pris comme échantillon-type.

III. — NOUVELLES DONNÉES SUR LA PICROPHARMACOLITE.

1) Cristallographie.

Monoclinique. La période suivant l'axe d'allongement des cristaux très fibreux est : $c = 6,74 \text{ \AA} \pm 0,02 \text{ \AA}$, les autres paramètres, beau-

coup plus difficiles à déterminer, sont de l'ordre de : $a = 21 \text{ \AA}$, $b = 13,5 \text{ \AA}$, $\beta = 140^\circ$.

Les raies du diagramme de poudre sont données dans le tableau 3.

TABLEAU 3.

Diagramme de poudre
de la picropharmacolite

Radiation CuK α — filtre Ni
chambre de 240 mm de circonférence.

| Picropharmacolite | Picropharmacolite après chauffage (50°) |
|-------------------|---|
| 13,50 FF | 2,44 fff |
| 9,20 mF | 2,34 apv |
| 6,70 fff | 2,17 ff |
| 5,63 fff | 2,11 fff |
| 5,34 ff | 1,99 fff |
| 5,13 ff | 1,899 f |
| 4,84 mf | 1,847 f |
| 4,72 f | 1,791 f |
| 4,44 mf | 1,765 fff |
| 4,18 f | 1,746 fff |
| 3,78 mF | 1,718 fff |
| 3,47 f | 1,668 f |
| 3,39 fff | 1,616 f |
| 3,30 fff | 1,587 ff |
| 3,18 F | 1,549 ff |
| 3,06 mF | 1,527 ff |
| 2,92 m | 1,513 fff |
| 2,86 ff | 1,487 fff |
| 2,79 ff | 1,460 fff |
| 2,73 mf | 1,434 fff |
| 2,59 f | 1,407 fff |
| 2,32 ff | 1,362 fff |
| | 9,53 ff |
| | 6,91 f |
| | 5,37 fff |
| | 5,07 f |
| | 4,82 apv |
| | 4,11 ff |
| | 3,69 ff |
| | 3,57 apv |
| | 3,46 apv |
| | 3,246 m |
| | 2,97 F |
| | 2,84 F |

2) Propriétés physiques.

La picropharmacolite se présente en très fines aiguilles blanches, légèrement nacrées, parfois transparentes et incolores, généralement de quelques dixièmes de millimètres de longueur.

Elle forme des croûtes mamelonnées, duvetueuses, à structure fibreuse, et parfois des concrétions et des nodules fibroradiés qui peuvent atteindre 1 cm de diamètre. La densité, mesurée par immersion dans des liquides de densité connue est de $2,62 \pm 0,02$.

3) Propriétés optiques.

Au microscope, les aiguilles de picropharmacolite montrent une face d'aplatissement qui correspond à un bon clivage. Leur extinction est oblique $\theta = 8^\circ \pm 1^\circ$. Leur allongement positif. Biaxe positif avec $2V = 50^\circ \pm 2^\circ$. $n_g = 1,578$, $n_m = 1,571$, n_p (calculé) = 1,566.

Ces propriétés optiques permettent de distinguer la picroparmacolite d'à peu près tous les autres arséniate de Ca et Mg.

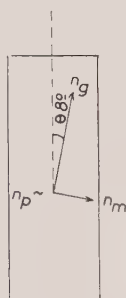


FIG. 2. — Orientation optique de la picroparmacolite.

4) Propriétés chimiques.

La picroparmacolite est facilement soluble dans les acides dilués. L'analyse microchimique qualitative met en évidence les éléments suivants : As, Ca, Mg, H₂O. L'analyse quantitative a été effectuée d'après la méthode suivante :

— Attaque chlorhydrique, dosage de l'insoluble. Précipitation et gravimétrie de As₂S₅. Dissolution de As₂S₅ et gravimétrie de Ag₂TlAsO₄ (méthode de contrôle). Dosages complexométriques de CaO et MgO (calcéine et noir bleu au chrome). Dosage de l'eau par la microméthode de Penfield.

Les produits analysés ont été soigneusement triés sous la loupe binoculaire et accessoirement traités par centrifugation pour éliminer les impuretés possibles. Nous avons pu analyser un échantillon ancien, conservé à l'École Nationale Supérieure des Mines de Paris et un échantillon récent, tous deux en provenance de Sainte-Marie-aux-Mines. Les résultats sont les suivants :

TABLEAU 4.

- I. — Échantillon n° 4068 ENSMP. Sainte-Marie-aux-Mines (300 mg).
 II. — Échantillon n° 21085. Sainte-Marie-aux-Mines (115 mg).

| | I | II |
|--------------------------------------|-------|-------|
| As ₂ O ₅ | 45,8 | 45,5 |
| CaO | 26,7 | 27,9 |
| MgO | 4,26 | 4,45 |
| H ₂ O..... | 22,1 | 21,36 |
| Insoluble | 1,0 | 0,48 |
| Total..... | 99,86 | 99,69 |

| | I | II |
|---|------|------|
| $\frac{\text{Ca}}{\text{As}}$ | 2,39 | 2,51 |
| $\frac{\text{Mg}}{\text{As}}$ | 0,53 | 0,56 |
| $\frac{\text{Ca}}{\text{Mg}}$ | 4,49 | 4,48 |
| $\frac{\text{H}_2\text{O}}{\text{As}}$ | 6,10 | 5,90 |
| $\frac{\text{Ca} + \text{Mg}}{\text{As}}$ | 2,92 | 3,07 |

Ces deux analyses, très concordantes, sont légèrement différentes de celle obtenue avec l'échantillon MNHN 95.497. Celui-ci n'avait fourni que très peu de picroparmacolite, et la faible quantité du produit analysé permet d'admettre ces variations, qui peuvent également s'expliquer par des remplacements partiels entre Mg, Ca et peut-être H₂.

La formule de la picroparmacolite peut donc s'écrire : (Ca, Mg)₃ (AsO₄)₂ 6H₂O, avec un rapport Ca/Mg = 4,5, en attendant que des études de structure viennent préciser la position des cations et les possibilités de remplacement.

5) Étude thermique.

La courbe d'analyse thermique différentielle ne permet pas de préciser le rôle de l'eau. Elle montre un pic endothermique très net se dédoublant entre 100 et 200°. Pour essayer de préciser les transformations produites, nous avons chauffé pendant plusieurs heures (3 à 4 h) de la picroparmacolite à 50°, 75°, puis de 25° en 25° jusqu'à 200°, chaque essai étant suivi d'un diagramme de poudre. Dès 50°, la structure change, les autres températures n'amenant pas de modification. Le diagramme du produit obtenu après chauffage à 50° est donné dans le tableau 3. Ce même produit placé dans l'eau pendant une semaine, ne se réhydrate pas.

Des essais sont actuellement en cours pour préciser les phénomènes obtenus ainsi que le nombre de molécules d'eau fourni par l'analyse chimique.

IV. — GITES FRANÇAIS.

a) Sainte-Marie-aux-Mines.

La picroparmacolite se rencontre en efflorescences abondantes dans les anciens travaux de certains filons arsénifères orientés EO à ENE, dans la région de Sainte-Marie-aux-Mines.

— *Gîte de Sainte-Croix-aux-Mines.*

La minéralisation est essentiellement constituée par l'arsenic natif nettement prédominant avec de la pyrite et de la marcasite. La picropharmacolite se rencontre en efflorescence dans le premier filon de Wilhelmstollen à environ 450 m de l'entrée.

— *Gîte de Rauenthal.*

Situé à une dizaine de kilomètres au SO du précédent, ce gîte est également caractérisé par la présence d'arsenic natif et de cuivre gris. Il comporte deux filons principaux, celui de *Saint-Guillaume* et celui de *Gabe Gottes* (parallèle au précédent et à 300 m au Sud). Ce dernier filon a fourni les plus beaux échantillons de picropharmacolite.

b) **Matra (Corse).**

Il s'agit d'un filon subméridien encaissé dans les schistes lustrés à gangue essentiellement carbonatée où la paragenèse est la suivante : stibine, melnikovite, réalgar, orpiment.

Des échantillons d'orpiment et de réalgar provenant des haldes de la mine de Matra ont montré de petites efflorescences blanches, constituées de très fins cristaux aciculaires qui ont été caractérisés comme étant de la picropharmacolite.

V. — ÉCHANTILLONS

DE PICROPHARMACOLITE ÉTUDIÉS.

Légende des sigles :

- MNHN : Muséum National d'Histoire Naturelle,
 ENSMP : École Nationale Supérieure des Mines de Paris,
 IMPS : Institut de Minéralogie et de Pétrographie de Strasbourg,
 EMF : École des Mines de Freiberg,
 AMNH : American Museum National History,
 USNM : U. S. National Museum,
 SCEM : Service de Conservation des espèces minérales.

Sainte-Marie-aux-Mines (Vosges) :

- « pharmacolite » : ENSMP n° 4068
 « pharmacolite » : USNM n° N 9079.
 picropharmacolite : SCEM, collectés par M. Sainfeld.

Riechelsdorf (Hesse) :

- picropharmacolite : MNHN n° 95.497
 « pharmacolite » : EMF n° 48.582.

Bieber (Hesse) :

- « pharmacolite » : ENSMP n° 4064
 « pharmacolite » : ENSMP n° 7.

Wittichen (Bade) :

- « arsenicite » : ENSMP n° 4080
 « chaux arséniate » : ENSMP n° 75
 « pharmacolite » : MNHN n° 104.702.

Joachimsthal (Bohême) :

- picropharmacolite : ENSMP n° 4079
 « haidingérite » : MNHN n° 97.867
 « wappelerite » : AMNH
 « roesslerite » : AMNH n° 15.556
 « pharmacolite » : USNM n° C 4299
 « haidingérite » : IMPS n° 1
 « haidingérite » : IMPS n° 2
 « haidingérite » : IMPS n° 3
 « wappelerite » : IMPS n° 4

Schneeberg (Saxe) :

- « wappelerite » : ENSMP n° M 3131
 « roesslerite » : AMNH n° 15.561
 « roesslerite » : AMNH n° 15.551.

White Cape Mine (U. S. A.) :

- « haidingérite » : USNM n° 95.066.

Nous tenons à remercier ceux qui nous ont aidés à réaliser cette étude, M. Guillemin qui nous a soutenu et encouragé par ses conseils et son expérience, M. Permingeat dont les critiques toujours constructives ont évité bien des erreurs ou omissions.

Les Directeurs des Musées français et étrangers voudront bien trouver ici nos vifs remerciements pour les échantillons qu'ils nous ont aimablement fournis pour nos recherches.

Ce travail est publié avec l'approbation du Comité de Nomenclature qui s'est réuni le 21 novembre 1961. Les échantillons d'étude sont conservés dans les collections de Minéralogie de l'École Nationale Supérieure des Mines de Paris.

BIBLIOGRAPHIE

- BUCKING, H. (1913). — *Zur Kenntniss der Erzgänge in Leberthal Interhalb Markich M. E. L., VIII.*
- Dana's *System of Mineralogy*, 7^e édition, 2, 1951.
- DURR, L. (1907). — *Die Mineralien der Markicher Erzgänge Mitteilungen der Geologischen Landesanstalt von Elsass Lothringen VI.*
- FRENZEL (1873). — *Jb. Mineralog.*, Dtsch., 786.
- GENTH (1890). — *Amer. J. Sci.*, n° 49, 40.
- LARSEN (1921). — *U. S. Geol. Survey Bull.*, 679.
- RAY, B. C. (1937). — *Beitrag zur Kenntnis der Geologie und der Erzlagerstätten von Markich (Vosges)*, Thèse Wursburg.
- STROMEYER (1819). — *Ann. Phys.*, Dtsch., 61, 177.
- WEIL, R. (1937). — *Notices minéralogiques. Bull. Serv. Carte Géol.*, AL4.

Bull. Soc. franç. Minér. Crist.

(1961). LXXXIV, 396-9.

Étude diffractométrique du sulfate de potassium entre 20 et 600° C

PAR M. BERNARD,

Laboratoire de Physique, Clermont-Ferrand

ET R. HOCART,

Laboratoire de Minéralogie-Cristallographie, Sorbonne.

Résumé. — L'étude diffractométrique du sulfate de potassium jusqu'à 600° C a permis le calcul des paramètres de la maille et la mesure des intensités relatives des raies.

La disparition et l'apparition de certaines raies permettent de schématiser le mécanisme des transformations de 450 à 586° C.

Le sulfate de potassium cristallise dans le système orthorhombique. Il appartient au groupe Pmcn (D_{2h}^{16}) et les paramètres de la maille ont pour valeur :

$$a = 7,456 \pm 0,006; \quad b = 10,08 \pm 0,01; \\ c = 5,776 \pm 0,005 \text{ \AA (Robinson, 1958).}$$

L'étude de ce produit a été effectuée à l'aide du diffractomètre de la Compagnie Générale de Radiologie que nous avons équipé d'une chambre à haute température (Bernard et Jaffray, 1958). Les diagrammes ont été enregistrés en utilisant la radiation $\text{CuK}\alpha_1$ ($\lambda = 1,5405 \text{ \AA}$). Les raies ont été indexées par la méthode de Lipson (1949) ou par la méthode de Hesse (1948) appliquées aux poudres cristallines.

A. — RÉSULTATS

1) TEMPÉRATURE ORDINAIRE.

L'indexation d'une cinquantaine de raies, répétée sur six diagrammes obtenus en faisant varier le mode de préparation de l'échantillon, a permis de calculer les valeurs des paramètres de la maille orthorhombique :

$$a = 5,773 \pm 0,005; \quad b = 10,07 \pm 0,01; \\ c = 7,46 \pm 0,01 \text{ \AA. } a : b : c = 0,573 : 1 : 0,741.$$

La mesure, à l'aide d'un planimètre, de l'aire des raies tracées par l'appareil permet de déterminer leurs intensités relatives.

2) ENTRE 20 ET 586° C.

Le sulfate de potassium appartient au système orthorhombique. Son étude dilatométrique (Bernard et Jaffray, 1956) montre qu'il subit, avant la transformation de 586° C, trois nouvelles transformations à 300, 350 et 450° C, cette dernière (450°) présentant les caractères d'une transformation du premier ordre.

L'étude diffractométrique a conduit aux résultats suivants :

a) Les paramètres de la maille prennent, selon les températures, les valeurs suivantes :

| θ en °C. | 20 | 60 | 130 | 205 | 250 | 295 | 320 | 350 |
|----------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| a en Å. | 5,773 | 5,775 | 5,790 | 5,798 | 5,806 | 5,826 | 5,832 | 5,844 |
| b en Å. | 10,070 | 10,075 | 10,085 | 10,110 | 10,123 | 10,131 | 10,158 | 10,183 |
| c en Å. | 7,460 | 7,475 | 7,502 | 7,528 | 7,545 | 7,571 | 7,590 | 7,600 |
| θ en °C. | 370 | 420 | 445 | 470 | 510 | 530 | 550 | |
| a en Å. | 5,852 | 5,853 | 5,853 | 5,858 | 5,873 | 5,882 | 5,887 | |
| b en Å. | 10,185 | 10,194 | 10,202 | 10,202 | 10,220 | 10,230 | 10,230 | |
| c en Å. | 7,604 | 7,634 | 7,657 | 7,695 | 7,702 | 7,730 | 7,753 | |

b) Les intensités varient peu, sauf pour les raies 004, 213, 052, 302, 053, 400, 025, 073, 054 (Bernard, 1961).

Ainsi, vers 300° C, les raies 213, 025, 073 disparaissent et la raie 190 apparaît.

A 350° environ, les raies 004, 053 disparaissent et la raie 061 apparaît.

Enfin, à 450° environ, les raies 052, 302, 400, 054 disparaissent et la raie 404 apparaît.

3) A 600° C.

A 586° le sulfate de potassium subit une transformation polymorphique et appartient alors au système hexagonal.

Les paramètres de la maille hexagonale sont :

$$a = 5,74 \pm 0,02 \text{ Å} ; c = 7,90 \pm 0,02 \text{ Å} ; \\ c/a = 1,376.$$

Les seules données connues sont celles de Bredig (1942) :

$$a = 5,710 \text{ Å} ; c = 7,85 \text{ Å} ; c/a = 1,375.$$

Ce même auteur, en comparant les diagrammes de Debye-Scherrer du sulfate de potassium et du sulfate de sodium, place K_2SO_4 dans le même groupe spatial que Na_2SO_4 , c'est-à-dire dans le groupe $P\bar{3}m1$ (D_{3d}^3).

B. — INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS

1) La figure 1 représente la variation du rapport des axes a/b en fonction de la température ; elle montre :

a) que ce rapport tend vers la valeur $\frac{1}{\sqrt{3}}$ qu'il

atteint à 586° ;

b) l'existence d'une partie perturbée dans la courbe entre 300 et 450° C.

2) L'examen de la structure du sulfate de potassium (Strukturbericht) montre que dans

les plans (001), les atomes de soufre, centres des tétraèdres SO_4 , forment une maille plane rectangle centrée. On peut supposer que la transition orthorhombique \rightarrow hexagonal de 586° s'effectue en conservant cette maille rectangle centrée avec, rigoureusement, $\frac{a}{b} = \frac{1}{\sqrt{3}}$.

Si on exprime en coordonnées hexagonales les indices des raies orthorhombiques, on obtient le tableau suivant :

ORTHORHOMBIQUE
($\theta < 586^\circ$)

$$h \ k \ l \qquad h' \ k' \ i' \ l' \qquad 100 \frac{1}{I_{max}}$$

| — | — | — |
|-------|-----------------|-----|
| 1 1 1 | $\bar{1}$ 1 0 1 | 10 |
| 0 0 2 | 0 0 0 2 | 7 |
| 0 2 2 | $\bar{1}$ 0 1 2 | 55 |
| 1 3 0 | $\bar{2}$ 1 1 0 | 100 |
| — | — | — |
| 0 4 0 | $\bar{2}$ 0 2 0 | 10 |
| 2 2 1 | $\bar{2}$ 2 0 1 | 10 |
| 2 2 2 | $\bar{2}$ 2 0 2 | 40 |
| 0 0 4 | 0 0 0 4 | 10 |
| 0 2 4 | $\bar{1}$ 0 1 4 | 10 |
| 2 4 2 | $\bar{3}$ 2 1 2 | 8 |
| 0 6 0 | $\bar{3}$ 0 3 0 | 5 |

HEXAGONAL
($\theta > 586^\circ$)

$$h \ k \ i \ l \qquad 100 \frac{1}{I_{max}}$$

| | |
|-----------------|-----|
| $\bar{1}$ 0 1 0 | 6 |
| $\bar{1}$ 1 0 1 | 12 |
| 0 0 0 2 | 30 |
| $\bar{1}$ 0 1 2 | 85 |
| $\bar{2}$ 1 1 0 | 100 |
| $\bar{2}$ 1 1 1 | 6 |
| $\bar{2}$ 0 2 0 | 18 |
| $\bar{2}$ 2 0 1 | 9 |
| $\bar{2}$ 2 0 2 | 30 |
| 0 0 0 4 | 7 |
| $\bar{1}$ 0 1 4 | 4 |
| $\bar{3}$ 2 1 2 | 12 |
| $\bar{3}$ 0 3 0 | 15 |

L'examen de ce tableau montre une correspondance étroite entre les résultats obtenus avant et après la transformation de 586°. Il s'introduit seulement, après 586°, deux raies supplémentaires : $\bar{1}010$ et $\bar{2}111$. Il est donc à peu près certain que le réseau orthorhombique à basse température devient hexagonal à partir de la température de transformation en conservant la maille plane rectangle centrée construite sur a et b .

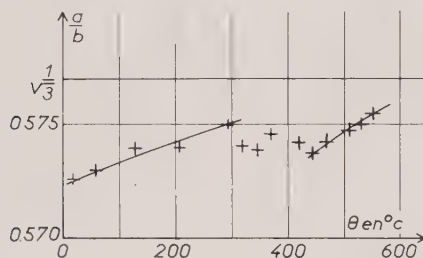


FIG. 1. — SO_4K_2 . Variation du rapport d'axes a/b en fonction de la température.

3) La disparition des raies est liée (sauf pour les raies 025, 004 et 400) à l'existence d'un indice h ou k impair, c'est-à-dire à $h + k$ impair. Le passage de la maille pseudo-hexagonale à la maille hexagonale est donc annoncé.

De même, les raies qui apparaissent : 190 ($\bar{5}140$), 061 ($\bar{3}031$) et 404 ($\bar{2}4\bar{2}4$) sont des raies compatibles avec l'existence de cette maille rectangle centrée.

4) TRANSFORMATION DE 586° C.

Cette transformation est paramorphique ; elle doit donc respecter le mieux possible l'arrangement orthorhombique. L'examen de la figure 2, qui représente la projection de la maille de sulfate de potassium sur un plan (001), conduit à

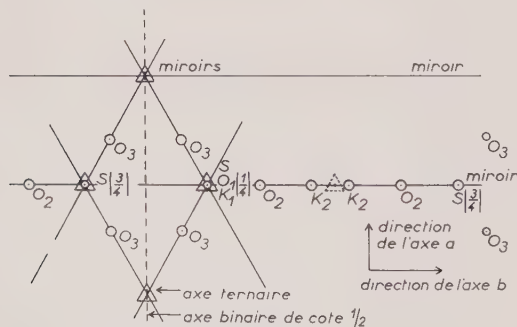


FIG. 2. — SO_4K_2 . Projection de la structure sur (001).

introduire, à 586°, des axes ternaires et des miroirs passant par ces axes.

Cette hypothèse, si elle est exacte, entraîne les conséquences suivantes :

Ions SO_4 : Les atomes de soufre doivent être entourés de la même façon par les atomes d'oxygène. Cette condition n'étant pas réalisée dans l'arrangement orthorhombique, il faut envisager un retournement d'anions SO_4 autour d'axes passant par le centre des atomes de soufre.

Atomes K_{II} : Les atomes K_{II} , symétriques par rapport à un plan (100), doivent se placer sur un même axe ternaire dessiné en pointillé sur la figure 2.

Ainsi est justifié l'affaiblissement de la raie $\bar{1}014$, le renforcement des raies $\bar{1}012$ et $\bar{2}020$ et l'apparition de la raie 190.

5) TRANSFORMATION DE 450° C.

L'étude dilatométrique (1) et la mesure des paramètres de la maille en fonction de la température montrent que la plus forte dilatation a lieu suivant l'axe c . Il y aurait déplacement relatif de K_I , O_1 et S , les atomes conservant leurs coordonnées x dans les plans (100) orthorhombiques. La plus forte variation de coordonnée, parallèle à Oz , serait d'importance relative différente entre K_I et O_1 et K_{II} et O_1 . Elle devrait donc se manifester surtout dans les variations relatives des intensités des raies 0002 et 0004, ce qui est le cas.

Quant au déplacement entre O_1 et K_I il peut amener la suppression des miroirs (001) avec glissement composé, ce déplacement se produisant avec l'élévation de la température et dès 450°.

6) REMARQUE.

Les déplacements plausibles envisagés suppriment les miroirs orthorhombiques (010) avec glissement c et les miroirs orthorhombiques (001) avec glissement composé n . En revanche, ces déplacements maintiennent les miroirs orthorhombiques ordinaires (100), qui deviennent les miroirs (11.0) hexagonaux, et introduisent des axes binaires normaux à ces miroirs.

En résumé, le diffractomètre, équipé de sa chambre à haute température, nous a permis de suivre la dilatation du cristal orthorhombique de sulfate de potassium jusqu'à sa transformation en cristal hexagonal.

Les températures de 300, 350 et 450° se marquent par des disparitions de raies.

La transformation de 586° est surtout marquée par la très grande variation du paramètre c qui est pratiquement responsable à elle seule de la variation de volume accompagnant le changement de structure.

Nous avons exposé les modifications structurales plausibles liées aux transformations du sulfate de potassium :

a) avec l'élévation de la température, dépla-

cement des atomes dans les plans (010) pouvant amener, à 450°, la suppression des miroirs avec glissement composé ;

b) à 586°, retournement d'anions SO_4 et déplacement des atomes K_{11} venant se placer sur un même axe ternaire Oz.

Pour vérifier et compléter ces schémas, il serait nécessaire de faire des diagrammes de cristal tournant aux différentes températures et d'étudier systématiquement un grand nombre de taches.

BIBLIOGRAPHIE

BERNARD, M. (1961). — Thèse, Clermont-Ferrand.
BERNARD, M. et JAFFRAY, J. (1956). — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 242, 2512.

BERNARD, M. et JAFFRAY, J. (1958). — *J. Phys. Radium*, Fr., 6, 616.

BREDIG, M. A. (1942). — *J. phys. Chem.*, U. S. A., 46, 747.

HESSE, R. (1948). — *Acta Cryst.*, 1, 200.

LIPSON, H. (1949). — *Acta Cryst.*, 2, 43.

ROBINSON, M. T. (1958). — *J. phys. Chem.*, U. S. A., 62, 925.

Strukturbericht (1928-1932). Leipzig, 2, 86.

COURTES NOTES

Bull. Soc. franç. Minér. Crist.
(1961). LXXXIV, 400-1.

Sur la nature minéralogique exacte d'exsolutions dans les « ilménites » de Vohibarika (Madagascar) déterminée à la microsonde électronique

PAR J. BOLFA, H. DE LA ROCHE, R. KERN,
Laboratoire de Minéralogie et Cristallographie de la Faculté des Sciences
et Centre de Pétrographie et de Géochimie, Nancy.

ET M. CAPITANT, K. D. PHAN,
Bureau des Recherches Géologiques et Minières, Paris.

Dans un mémoire paru dans notre *Bulletin* (J. Bolfa, R. Chevallier, H. de la Roche, R. Kern, 1961) nous avons signalé la présence d'exsolutions d'hématite ou titanohématite dans des grains d'ilménite provenant de sables de plage de Vohibarika (Nord-Est de Fort Dauphin-Madagascar). Les critères de cette identification furent essentiellement optiques. On sait que les deux phases hématite et titanohématite ont pratiquement les mêmes propriétés optiques en lumière réfléchie, surtout quand elles sont en fines inclusions de l'ordre de quelques microns. Étant données ces dimensions, il nous était difficile de prélever, à la fraise de dentiste par exemple, un peu de poudre dans ces exsolutions pour analyse aux rayons X et essais chimiques.

Une étude à la microsonde électronique nous a permis de préciser leur nature minéralogique exacte.

L'exploration systématique qualitative du grain renfermant ces exsolutions et les dosages ont donné les résultats suivants qui sont la moyenne de mesures effectuées sur dix points différents de façon à éliminer les erreurs dues aux défauts de surface :

Minéral gris (fig. 1) ayant les propriétés optiques de l'ilménite (crichtonite des minéralogistes français) :

| | |
|----|----------|
| Ti | : 31 % |
| Fe | : 38,6 % |
| Mn | : 0,28 % |

ce qui donne une teneur en TiO_2 de 51,7 % qui est pratiquement celle de la crichtonite 52,6 %.

Le micro-analyseur à sonde électronique ne permet qu'un dosage du fer total ; il est donc impos-

sible de déterminer expérimentalement les proportions respectives de fer ferreux et de fer ferrique.

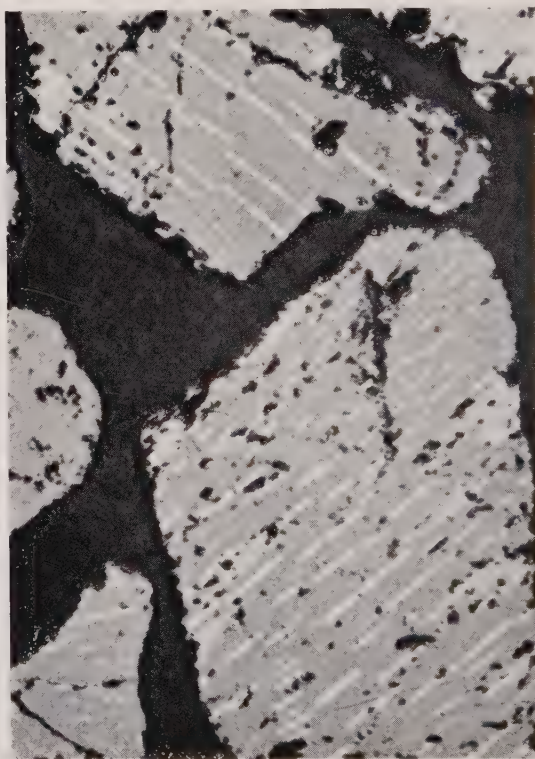


FIG. 1. — « Ilménites » extraites des charnockites. Lum. nat. $\times 215$. Lamelles de titanohématites (blanches) dans la ferri-ilménite grise.

Minéral blanc (fig. 1) en exsolutions ayant les propriétés optiques de l'hématite :

Ti : 12,9 %
Fe : 56,5 %
Mn : 0,8 %

soit une teneur en TiO_2 de 21,5 %.

Ces résultats confirment l'appartenance du minéral en exsolution à la titanohématite.

On sait (R. Chevallier, J. Bolfa, S. Mathieu, 1955) qu'il existe dans la nature une série de solutions solides



Dans l'intervalle $0 < x < 1/3$ on a le domaine des ferri-ilménites : Fe_2O_3 est dissous dans FeTiO_3 ;

dans l'intervalle $2/3 < x < 1$, FeTiO_3 est dissous dans Fe_2O_3 : c'est le domaine des titanohématites ; dans l'intervalle $1/3 < x < 2/3$ on a un mélange hétérogène des deux solutions limites. Étant donnée la teneur en TiO_2 des exsolutions, la composition de la titanohématite qui les constitue est voisine de $x = 2/3$; elle correspond à la saturation de la titanohématite en FeTiO_3 .

Nous pouvons donc conclure que les ilménites des charnockites anosyennes qui sont la roche mère des ilménites de Vohibarika sont constituées par des ferri-ilménites dont la composition est pratiquement celle de la crichtonite et des ferri-ilménites à exsolution de titanohématite dont la teneur en titane correspond à la saturation de la titanohématite en FeTiO_3 .

BIBLIOGRAPHIE

BOLFA, J., CHEVALLIER, R., DE LA ROCHE, H., KERN, R. (1961). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 84, 33.

CHEVALLIER, R., BOLFA, J., MATHIEU, S. (1955). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 78, 307 et 365.

Bull. Soc. franç. Minér. Crist.
(1961). LXXXIV, 401-2.

Sur une transformation allotropique des oxydes de dysprosium et de gadolinium

PAR M^{me} MONIQUE PEREZ Y JORBA, M^{lle} FRANCINE QUEYROUX ET M. ROBERT COLLONGUES,
Laboratoire de Vitry du C. N. R. S.

De nombreux travaux ont été consacrés à l'étude de la structure des oxydes de terres rares (Goldschmidt V. M. (1925), Iandelli (1947), Cromer D. T. (1957), Guentert O. J. (1958), Shafer M. W. (1959)) et ont abouti à la mise en évidence de trois structures : une structure hexagonale pour les oxydes des éléments compris entre le lanthane et le samarium ; une structure monoclinique pour les oxydes Sm_2O_3 , Eu_2O_3 et Gd_2O_3 enfin une structure cubique pour les oxydes des éléments de numéro atomique élevé, à partir du terbium. L'existence de transformations allotropiques est discutée, car certaines formes peuvent subsister à l'état métastable à des températures relativement élevées. D'après une publication récente de Roth R. S.

et Schneider S. J. (1960) aucun oxyde ne subirait de transformation réversible.

Nos expériences nous ont permis de mettre en évidence des transformations réversibles cubique-monoclinique des oxydes de dysprosium et de gadolinium et de leurs solutions solides.

L'oxyde de dysprosium cubique à la température ordinaire se transforme en oxyde monoclinique aux environs de 2 300° C température que nous avons réalisée à l'aide du four à images (Collongues R., 1960). L'oxyde de gadolinium cubique, également à la température ordinaire, se transforme en oxyde monoclinique aux environs de 1 000° C. La forme cubique peut être régénérée par broyage de l'oxyde monoclinique suivi d'un

chauffage prolongé à 900° C. Ces expériences apportent une nouvelle confirmation de l'influence du broyage sur la cinétique des réactions réversibles (Perez y Jorba M., Mondange H., Collongues R. (1961)).

Les oxydes de dysprosium et de gadolinium forment une série continue de solutions solides dont

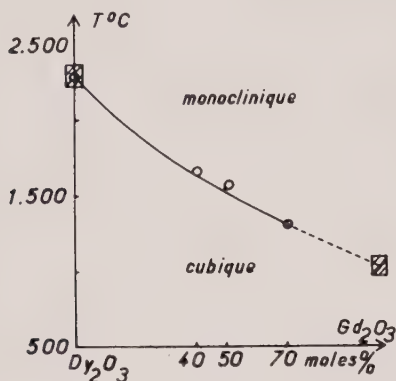


FIG. 1. — Variation de la température de transformation cubique-monoclinique des solutions solides Dy_2O_3 — Gd_2O_3 .

la température de transformation cubique-monoclinique varie régulièrement entre 2 300° C et 800° C (fig. 1).

A la suite de ces expériences, nous pouvons établir le diagramme représenté figure 2 qui détermine les conditions de stabilité des différentes structures des oxydes de terres rares M_2O_3 en fonction du rayon ionique de l'élément M^{3+} et de la température.

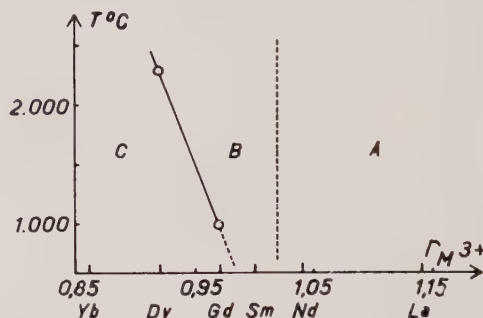


FIG. 2. — Conditions de stabilité des différentes structures des oxydes de terres rares : A = hexagonal ; B = monoclinique ; C = cubique.

BIBLIOGRAPHIE

- COLLONGUES, R. (1960). — Conférence à la Société d'encouragement pour l'industrie nationale. Paris, 28 avril.
 CROMER, D. T. (1957). — *J. phys. Chem.*, U. S. A., 61, 753.
 GOLDSCHMIDT, V. M., ULRICH, F. et BARTH, T. (1925). — *Skr. norske Vidensk. Akad.*, Oslo, 1, *Mat. Naturv. Kl.*, n° 5.
 GUENTERT, O. J. et MOZZI, R. L. (1958). — *Acta Cryst.*, 11, 746.

- IANDELLI (1947). — *Gazz. chim. ital.*, 72, 312.
 PEREZ Y JORBA, M., MONDANGE, H. et COLLONGUES, R. (1961). — *Bull. Soc. chim.*, Fr., 79.
 ROTH, R. S. et SCHNEIDER, S. J. (1960). — *J. Res. N. B. S. Phys. Chem.*, 64 A, n° 4.
 SHAFER, M. W. et ROY, R. (1959). — *J. amer. ceram. Soc.*, 42, 563.

Au sujet de la détermination graphique des indices de réfraction associés à une onde plane traversant un cristal biaxe dans une direction quelconque

PAR G. SABATIER,

Laboratoire de Minéralogie-Cristallographie, Sorbonne.

Dans une récente courte note de ce bulletin, H. Saucier (1961) a décrit une ingénieuse méthode pour la détermination graphique des indices de réfraction associés à une onde plane traversant un cristal biaxe dans une direction quelconque. Nous voudrions indiquer ici une autre méthode, moins didactique mais peut-être plus rapide.

Nous suivons au début la marche indiquée par H. Saucier : report sur une projection stéréographique des pôles des axes optiques et de la normale à l'onde considérée. Ceci fait, on mesure les angles α_1 et α_2 de cette normale avec les axes optiques ce qui est immédiat sur la projection. Pour que ces angles soient définis sans ambiguïté, il faut fixer un sens positif sur chacun des axes ; nous nous arrangerons, par exemple, pour que n_g soit compris dans l'angle, aigu ou obtus, formé par les deux directions positives choisies.

Avec cette convention, les indices cherchés n_1 et n_2 sont donnés par les relations classiques (Drude, 1912) :

$$(1) \quad \begin{aligned} \frac{2}{n_1^2} &= \frac{1}{n_p^2} + \frac{1}{n_g^2} + \left(\frac{1}{n_p^2} - \frac{1}{n_g^2} \right) \cos(\alpha_1 - \alpha_2) \\ \frac{2}{n_2^2} &= \frac{1}{n_p^2} + \frac{1}{n_g^2} + \left(\frac{1}{n_p^2} - \frac{1}{n_g^2} \right) \cos(\alpha_1 + \alpha_2) \end{aligned}$$

que l'on peut aussi écrire :

$$(2) \quad \begin{aligned} \frac{1}{n^2} &= \frac{1}{n_p^2} \cos^2 \left(\frac{\alpha_1 - \alpha_2}{2} \right) + \frac{1}{n_g^2} \sin^2 \left(\frac{\alpha_1 - \alpha_2}{2} \right) \\ \frac{1}{n^2} &= \frac{1}{n_p^2} \cos^2 \left(\frac{\alpha_1 + \alpha_2}{2} \right) + \frac{1}{n_g^2} \sin^2 \left(\frac{\alpha_1 + \alpha_2}{2} \right) \end{aligned}$$

et qui sont formellement identiques à l'expression qui donne, dans un cristal uniaxe positif, l'indice extraordinaire n d'une onde dont la normale fait avec l'axe optique l'angle β :

$$(3) \quad \frac{1}{n^2} = \frac{1}{n_o^2} \cos^2 \beta + \frac{1}{n_e^2} \sin^2 \beta$$

Ces indices cherchés n_1 et n_2 sont donc les mêmes que les indices extraordinaires de deux ondes traversant un cristal fictif uniaxe positif, avec $n_e = n_g$, $n_o = n_p$; et dont les normales font avec l'axe optique les angles $\left(\frac{\alpha_1 - \alpha_2}{2} \right)$ et $\left(\frac{\alpha_1 + \alpha_2}{2} \right)$. Les abaques cités par H. Saucier permettent le calcul graphique de ces indices.

En résumé le problème peut être résolu par la mesure sur la projection stéréographique des angles α_1 et α_2 , et report direct sur les abaques des angles $\left(\frac{\alpha_1 - \alpha_2}{2} \right)$ et $\left(\frac{\alpha_1 + \alpha_2}{2} \right)$.

Notons enfin que, le plus souvent, les indices n_g et n_p sont assez voisins pour que dans les expressions (1) et (2) on puisse négliger les termes d'ordre supérieur à $(n_g - n_p)$. On peut alors écrire (1) et (2) sous la forme :

$$(4) \quad \begin{aligned} n_1 - n_p &= (n_g - n_p) \frac{[1 - \cos(\alpha_1 - \alpha_2)]}{2} \\ n_2 - n_p &= (n_g - n_p) \frac{[1 - \cos(\alpha_1 + \alpha_2)]}{2} \end{aligned}$$

dont le calcul est assez simple pour que l'emploi des abaques précités ne s'impose pas.

BIBLIOGRAPHIE

- DRUDE, P. (1912). — *Précis d'optique*, 2, 79, éd. française Gauthier-Villars. SAUCIER, H. (1961). — *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 54, n° 2, 199.

Sur une argile essentiellement formée de chlorite associée au gypse des environs d'Amélie-les-Bains

PAR A. ROMERO, C. RUPPLI ET G. SABATIER.

Laboratoire de Minéralogie-Cristallographie, Sorbonne.

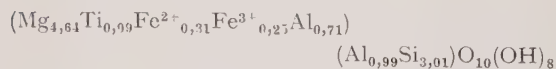
Les environs d'Amélie-les-Bains montrent plusieurs affleurements de gypse notamment dans le ravin qui domine Montbolo, où la roche est exploitée, et au sud du petit village de Reynès.

Le gypse y présente le faciès habituel qu'on lui connaît dans le keuper pyrénéen : il forme des masses sacharroïdes, très riches par place en cristaux de quartz bipyramidés, qui sont souvent d'ailleurs fragmentés. Ces minéraux sont associés à une argile bariolée, rougeâtre et vert-de-gris. C'est cette argile qui a retenu notre attention.

Ses constituants ont été identifiés par diffraction des rayons X : une chlorite représente le constituant principal ; il s'y ajoute un peu d'illite, et dans un échantillon (Montbolo) on observe la présence de talc. La figure montre les diffractogrammes obtenus aux petits angles de Bragg (rayonnement $K\alpha$ Co) avec deux échantillons dont l'un (A) contient du talc (raie à 9 \AA , $\theta = 5,7$).

L'analyse chimique effectuée sur un échantillon composite, soigneusement débarrassé du gypse, est la suivante : SiO_2 33,0, Al_2O_3 18,7, Fe_2O_3 2,66, FeO 3,13, MgO 25,4, Na_2O 0,11, K_2O 1,16, TiO_2 1,04, perte au feu 14,50, total : 99,70. La perte au feu, déterminée par thermogravimétrie, est représentée pour 2,1 % par de l'eau « hygroscopique » partant au-dessous de 150°C , et pour 12,4 % par de l'eau de constitution.

Si l'on néglige la très faible quantité de talc présente, on déduit de ces données la composition minéralogique quantitative de l'argile, qui est formée, en poids, pour 80 % de chlorite et 20 % d'illite. L'analyse ne permet pas de fixer avec exactitude les compositions de l'illite et de la chlorite puisqu'on ignore comment les atomes se répartissent entre les deux minéraux. Cependant, comme l'illite est peu abondante, la composition de la chlorite peut être calculée, à partir de l'analyse, en admettant pour l'illite une composition arbitraire, par exemple, celle de la muscovite. Une autre hypothèse ne conduirait pas à un résultat très différent. On trouve ainsi pour la chlorite la formule structurale :



Il s'agit d'une chlorite magnésienne proche du clinocllore.

Si la chlorite est un minéral fréquent dans les roches sédimentaires, il est rare, exception faite pour les chlorites des minerais de fer, qu'on la trouve en proportion notable et qu'on puisse en connaître la composition. C'est pourquoi il nous a paru intéressant de signaler ce gisement où la chlorite forme la masse principale de l'argile.

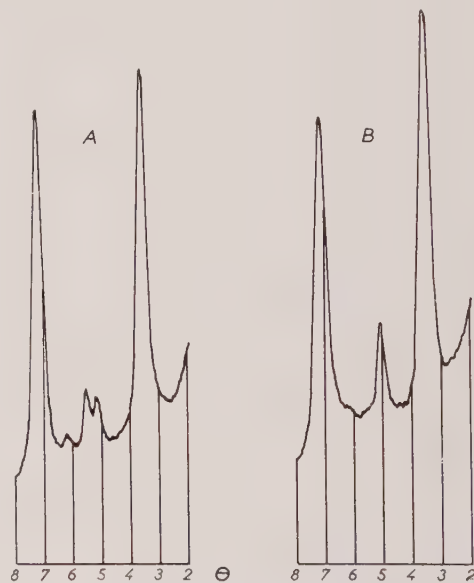


FIG. 1. — Diffractogramme de deux échantillons : A : contenant du talc ; B : sans talc. Rayonnement $K\alpha$ cobalt.

Quant à son mode de formation, il paraît peu douteux. Cette chlorite éclate comme une véritable dissonance au sein de la série sédimentaire où on la trouve, série qui ne comporte, tant au-dessus qu'au-dessous, que des formations à illite et montmorillonite.

La chlorite a pris naissance par réaction chimique dans le milieu tout à fait particulier qui a donné le gypse, les quartz bipyramidés, et exceptionnellement du talc.

Revue des espèces minérales nouvelles

PAR C. GUILLEMIN, F. PERMINGEAT ET R. PIERROT,

B. R. G. M., Paris.

ABRÉVIATIONS UTILISÉES :

Chim. — Propriétés chimiques.*Crist.* — Propriétés cristallographiques.*Disc.* — Discussion.*Etym.* — Étymologie.*Gis.* — Gisements.*Obs.* — Observations.*Opt.* — Propriétés optiques.*Phys.* — Propriétés physiques.

AIDYRLITE

Cf. TAKOVITE *ci-après*.

L'auteur suggère le nom d'aidyrlite pour un minéral argileux contenant du nickel et associé à la takovite.

Diagramme de poudre et analyse chimique sont donnés.

BAFERTISITE

E. I. SEMENOV. — Un nouveau minéral la bafertisite. *Science Record*, 1959, 3, 12, 652.



Crist. — Orthorhombique. $a = 7,55 \pm 0,01 \text{ \AA}$, $b = 10,98 \pm 0,02 \text{ \AA}$, $c = 5,36 \pm 0,01 \text{ \AA}$; $a : b : c = 0,688 : 1 : 0,488$.

Raies du diagramme de poudre :

| | | | | | | | |
|------|----|------|---|-------|---|-------|---|
| 2,91 | 2 | 2,23 | 3 | 1,72 | 4 | 1,145 | 2 |
| 2,77 | 2 | 2,17 | 2 | 1,70 | 2 | 0,987 | 2 |
| 2,71 | 2 | 2,11 | 4 | 1,67 | 2 | | |
| 2,65 | 10 | 2,07 | 3 | 1,57 | 3 | | |
| 2,52 | 3 | 1,75 | 3 | 1,323 | 2 | | |

Phys. — Cristaux en aiguilles ($1,5 \times 0,3 \text{ cm}$), en sphérolites (diamètre 2 cm) ou en cristaux tabulaires ($1 \times 1 \times 0,2 \text{ cm}$). Couleur jaune, jaune orangé, rouge ou brune. Clivage parfait. Dureté 5. Densité mesurée 3,96 à 4,25, calculée : 3,74.

Opt. — Biaxe négatif $2V = 54^\circ$. Pléochroïsme : n_p , jaune rouge = $1,808 \pm 0,005$; n_g , jaune clair = $1,860 \pm 0,005$. Allongement positif.

Chim.

| | |
|--------------------------------------|-------|
| SiO ₂ | 23,68 |
| TiO ₂ | 15,39 |
| Nb ₂ O ₅ | 0,84 |
| Al ₂ O ₃ | 0,20 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,08 |
| FeO..... | 22,56 |
| MnO..... | 1,62 |
| MgO..... | 0,50 |
| CaO..... | 0,37 |
| BaO..... | 29,98 |
| K ₂ O..... | 0,12 |
| Na ₂ O..... | 0,49 |
| H ₂ O ⁺ | 1,65 |
| H ₂ O ⁻ | 1,14 |
| Cl..... | 0,63 |
| —O = Cl ₂ | 0,14 |
| | 99,20 |

L'analyse conduit à la formule $\text{BaFe}_2\text{TiSi}_2\text{O}_9$.

Gis. — Avec aegyrine, fluorine, bastnaesite dans des schistes à Bayoune-Obo, Mongolie intérieure.

Étym. — D'après la composition Ba, Fe, Ti.

Obs. — L'auteur signale que c'est un minéral proche de la taramellite $\text{BaFe}(\text{OH}, \text{Si}_2\text{O}_6)$.

FREUDENBERGITE

G. FRENZEL. — Ein neues mineral : freudenbergite. *N. Jb. Miner. Mh.*, 1961, 1, 12.



Crist. — Hexagonal. $a = 9,62 \text{ \AA}$, $c = 22,40 \text{ \AA}$, $c/a = 2,328$.

Premières raies du diagramme de poudre (en Å) :

| | | | |
|----------|----------|----------|----------|
| 6,32 m | 3,153 m | 2,712 F | 2,304 ff |
| 5,81 f | 3,101 F | 2,540 mf | 2,259 mf |
| 3,735 m | 3,015 F | 2,475 mf | 2,069 F |
| 3,627 FF | 2,930 ff | 2,391 f | 2,049 F |
| 3,197 f | 2,731 F | 2,327 ff | 1,958 ff |

Phys. — Cristaux noirs, opaques, clivage parallèle (0001) et clivage prismatique.

d (mesurée) = 4,3, d (calculée) = 4,38.

Opt. — Transparent sous le microscope. Uniaxe positif n_o : 2,37 et n_e : 2,42 (en lumière Li).

PR calculés :

$R_o = 16,5 \%$ $R_e = 17,2 \%$ dans l'air.
 $R_o = 4,8 \%$ $R_e = 5,3 \%$ dans l'huile.

Chim. — FRESENIUS et SCHNEIDER.

| | |
|--------------------------------------|-------|
| Na ₂ O | 6,90 |
| K ₂ O | 1,33 |
| MnO | 0,26 |
| Fe ₂ O ₃ | 18,94 |
| Al ₂ O ₃ | 0,47 |
| TiO ₂ | 63,62 |
| Nb ₂ O ₅ | 2,73 |
| MgO | 0,47 |
| SiO ₂ | 2,03 |
| Perte au feu | 2,98 |
| | 99,73 |

L'analyse conduit à la formule :

(Na, K, Mn)_{2,13} (Fe, Al)_{2,06} (Ti, Nb, Mg)_{6,92} O₁₈

ou à la formule idéalisée :

Na₂Fe₂Ti₇O₁₈.

Gis. — Minéral d'origine magmatique, trouvé comme élément accessoire dans des syénites alcalines riches en apatite. Katzenbuckel (Odenwald).

Étym. — Dédié au professeur Wilhelm FREUDENBERG.

GEVERSITE

« SANS NOM » DIVERS.

E. F. STUMFL. — Some new platinoid-rich minerals, identified with the electron microanalyser. *Miner. Mag. G. B.*, 32, n° 254, p. 833-47, 1961.

Pt Sb₂.

Crist. — Probablement cubique, serait l'équivalent de la sperrylite Pt As₂. Le produit synthétique Pt Sb₂ est connu : il a une structure du type pyrite avec $a = 6,428$ Å.

Phys. — Dureté voisine de celle du platine natif, peut-être un peu plus élevée.

Opt. — Gris clair. Pouvoir réflecteur inférieur à celui du platine natif mais supérieur à celui de la sperrylite. Isotrope.

Chim. — Analyse à la microsonde électronique de CASTAING :

Pt : 45,0 Sb : 51,5 %.

Gis. — Assez répandu dans les concentrés platinifères de la mine de Driekop (Transvaal) en petits grains isolés ou en intercroissances avec de nombreux minéraux platinifères. Tous ces minéraux proviennent d'une dunite dont les parties les plus riches contiennent 10 g de platine par tonne.

Étym. — Dédiée au professeur T. W. GEVERS, géologue sud-africain.

« SANS NOM » DIVERS.

Les analyses à la microsonde électronique de nombreux grains des concentrés platinifères ont révélé l'existence, sous forme de très petites inclusions de nombreux composés non encore signalés dans la nature : Pt Sb, Pt (Sb, Bi), (Pt, Ir) As₂, Pt (Ir, Os)₂ As₄, Pd₂ Cu Sb, Pd (Sb, Bi), Pd₈ Cu Sb₃, Pt₄ Sn₃ Cu₄ et (Fe, Ni)₂S. Mais l'auteur estime, à juste titre, qu'ils ne doivent pas recevoir de nouveaux noms, avant que les recherches poursuivies ne permettent de disposer de quantités suffisantes pour une étude aux rayons X et que ne soient disponibles des données sur les produits synthétiques correspondants.

KARNASURTITE

M. V. KOUSHENKO, S. I. KOJANOV. — Nouveau minéral. *Trudy Inst. Mineral. Geokhim. Kristalloghim.*, 1959, 2, 95.

(La, Ce, Th) (Ti, Nb) (Al, Fe) (Si, P)₂O₇ (OH)₄ 3 H₂O.

Crist. Amorphe aux rayons X. Donne un diagramme de poudre après chauffage à 660°.

Phys. — Agrégats ou amas de cristaux formés de lamelles hexagonales (10 × 6 × 2 cm) jaune miel à jaune clair. Éclat gras. Dureté 2. $d = 2,89$ à 2,95.

Opt. — Jaune en lumière transmise. Uniaxe négatif, parfois anormalement biaxe. Extinction droite, allongement positif. $n_o = 1,617$, $n_e = 1,595$.

Chim.

| | |
|--------------------------------------|--------|
| SiO ₂ | 20,47 |
| P ₂ O ₅ | 3,29 |
| Al ₂ O ₃ | 7,46 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,10 |
| MgO | 0,91 |
| TiO ₂ | 12,14 |
| Nb ₂ O ₅ | 8,20 |
| ThO ₂ | 6,22 |
| Ce ₂ O ₃ | 17,58 |
| La ₂ O ₃ | |
| CaO | 1,66 |
| BaO | 0,68 |
| Na ₂ O | 0,91 |
| K ₂ O | 0,76 |
| H ₂ O ⁺ | 7,22 |
| H ₂ O ⁻ | 10,84 |
| F | 0,91 |
| | 100,35 |
| O = F ₂ | 0,38 |
| | 99,97 |

Il faut noter de plus des traces spectrographiques de Sr, Zn, As, Cu, Ga.

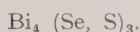
Gis. — Dans les pegmatites du massif de Lovozero, monts Karnasurt avec de la polyolithionite.

Étym. — De la localité.

Obs. — Dans un article C. R. Acad. Sci. U. R. S. S. 1956 concernant la karpinskite. L. L. CHILINE cite, sans référence, un minéral jaune, la kojano-vite ou karnasurtite (Revue des espèces minérales, *Bull. Soc. fr. Min. Crist.*, 1956, 76, 601). Il semble que karnasurtite ait été choisi, ce qui élimine « kojano-vite ». L'auteur note que ce minéral est proche de la britholite par la composition, mais très différent par les propriétés physiques et optiques.

LAITAKARITE

ARSO VORMA. — Laitakarite, a new Bi-Se mineral. *Bull. Com. Geol. Finlande*, 1960, 32, 1.



Crist. — Isostructural avec la joseite. Hexagonal : $a = 4,225 \pm 0,002 \text{ \AA}$, $c = 39,93 \pm 0,02 \text{ \AA}$, $\alpha = 170^\circ 58' \pm 4'$.

Premières raies du diagramme de poudre (en \AA) :

| | | | |
|-----------|-----------|-----------|-----------|
| 6,66 ff | 3,072 FFF | 1,900 m | 1,538 mF |
| 4,425 mF | 2,573 f | 1,821 ff | 1,475 fff |
| 3,586 mF | 2,246 FF | 1,781 ff | 1,410 mF |
| 3,434 fff | 2,112 FF | 1,741 F | 1,341 mF |
| 3,319 m | 2,058 f | 1,655 fff | 1,330 f |

Phys. — Couleur gris de plomb à blanc avec très fort éclat métallique. Structure foliée, excellent clivage. $d = 7,93 \pm 0,08$.

Opt. — En lumière réfléchie, couleur blanche, grisâtre par rapport au bismuth natif faiblement anisotrope, dureté supérieure au bismuth et inférieure à la galène. Pouvoirs réflecteurs : vert = 48 %, orange = 46 %, rouge = 46 %.

Chim.

| | I | II | III |
|--------------|----------------|-------|--------|
| Bi | 78,28 | 78,28 | .81,03 |
| Pb | 0,78 | — | — |
| Ag | 0,71 | — | — |
| Cu | 0,26 | — | — |
| Zn | 0,14 | — | — |
| Se | 15,50 | 15,50 | 16,04 |
| S | 3,28 | 2,83 | 2,93 |
| Insoluble. | 0,93 impuretés | 3,27 | — |
| | 99,88 | 99,88 | 100 |

Analyse. — PÄÄVO VÄÄNÄNEN.

I. — Minéral contenant 4 % d'impuretés.

II. — Déductions des impuretés (galène, chalcoppyrite, sphalérite).

III. — Recalculée à 100.

Les analyses conduisent à la formule : $\text{Bi}_4 (\text{Se}, \text{S})_3$ ou $\text{Bi}_4 \text{Se}_2\text{S}$.

Gis. — Mine de Orijärvi, sud-ouest de la Finlande.

Étym. — En l'honneur du professeur Aarne LAITAKARI, directeur du Geological Survey finlandais.

Obs. — L'auteur signale avoir pris connaissance, après le dépôt de son manuscrit, de l'article de A. KATO décrivant l'ikunolite (Nouvelles espèces minérales, *Bull. Soc. fr. Min. Crist.*, 1961, 84, 207). Les propriétés de ces deux minéraux sont pratiquement identiques ; l'ikunolite contenant 2 % de sélénium, la laitakarite en contenant 16 %, l'auteur propose d'écrire la formule : $\text{Bi}_4 (\text{Se}, \text{S})_3$ en conservant le nom d'ikunolite pour le terme de série riche en soufre et le nom de laitakarite pour le terme riche en sélénium.

LUESHITE

A. SAFIANNIKOFF. — Un nouveau minéral de niobium. *Bull. Acad. Roy. Sc. Col. Belges*, 1959, 5, 1251.



Crist. — Orthorhombique, structure type perovskite. $a = 5,51 \pm 0,006 \text{ \AA}$, $b = 5,53 \pm 0,01 \text{ \AA}$, $c = 1,550 \pm 0,12 \text{ \AA}$. Groupe spatial P 222₁.

Les valeurs des paramètres sont identiques à celles des composés artificiels.

Premières raies du diagramme de poudre :

| | | | | | | | |
|-------|-----|-------|----|-------|-----|-------|---|
| 3,91 | 100 | 1,748 | 19 | 1,236 | 7 | 1,043 | 8 |
| 2,77 | 69 | 1,596 | 30 | 1,234 | 8 | 0,977 | 1 |
| 2,26 | 3 | 1,385 | 3 | 1,178 | 2 | 0,976 | 2 |
| 1,96 | 34 | 1,382 | 12 | 1,125 | 2,5 | 0,948 | 2 |
| 1,955 | 43 | 1,302 | 7 | 1,083 | 2 | 0,946 | 3 |

Phys. — Cubes allant jusqu'à 1,5 cm de côté. Noir. Poussière gris clair. Clivage (001) imparfait mais facile. Dureté : 5,5. $d = 4,44$.

Opt. — Transparent, anisotrope, biaxe.

$n = 2,30 \pm 0,03$.

Chim. — HAINE-COPETTE.

| | |
|-----------------------------------|--------|
| Na_2O | 12,23 |
| Nb_2O_5 | 79,74 |
| CaO | 0,76 |
| MgO | 0,62 |
| Fe_2O_3 | 1,27 |
| TiO_2 | 3,62 |
| SiO_2 | 0,73 |
| Pertes au feu | 0,49 |
| | 100,46 |

Ce minéral se situe dans la série commençant par la perovskite, passant par la perovskite niobifère, la dysanalyte et la loparite.

Gis. — Lueshe, à 150 km au nord de Goma, Congo ex-belge.

Étym. — D'après la localité.

NEIGHBORITE

E. C. T. CHAO, H. T. EVANS, B. J. SKINNER, C. MILTON. — Neighborite NaMgF_3 , a new mineral from the Green River formation, South Ouray, Utah. *Amer. Mineral.*, 1961, 46, 379.



Crist. — Isostructural avec la perovskite. Orthorhombique. $a = 5,363 \text{ \AA}$, $b = 7,676 \text{ \AA}$, $c = 5,503 \text{ \AA}$ ($\pm 0,001 \text{ \AA}$).

Premières raies du diagramme de poudre (en \AA) :

| | | | | | | | |
|------|----|------|----|-------|-----|-------|---|
| 3,83 | 35 | 2,44 | 3 | 2,20 | 13 | 1,862 | 4 |
| 3,44 | 4 | 2,41 | 9 | 2,13 | 6 | 1,765 | 2 |
| 2,75 | 4 | 2,33 | 4 | 2,06 | 6 | 1,732 | 3 |
| 2,71 | 50 | 2,30 | 25 | 2,04 | 2 | 1,713 | 9 |
| 2,68 | 4 | 2,23 | 18 | 1,918 | 100 | 1,689 | 6 |

Phys. — En grains arrondis roses, en petits octaèdres maclés de 0,1 à 0,5 mm de diamètre. Éclat vitreux, pas de clivage visible. Dureté 4,5.

$d = 3,03 \pm 0,03$.

Opt. — Anisotrope, biréfringence $\sim 0,003$ — $n = 1,364 \pm 0,02$ (Na) toujours avec macles polycristallines.

Chim. — L'analyse spectrographique montre Na, Mg, F et Si comme éléments majeurs. La silice provient du quartz mis en évidence par les rayons X. La formule est établie par analogie avec le produit synthétique ayant les mêmes constantes structurales.

Gis. — Associé avec dolomie et quartz. South Ouray, Uintah Co, Utah.

Étym. — Dédié à Frank NEIGHBOR, géologue de la Sun Oil Co, Salt Lake City.

Disc. — On doit regretter qu'aucune vérification chimique, même qualitative, n'ait pu être effectuée ; l'analyse spectrale montre encore quatorze éléments (traces) en plus des trois constituants majeurs.

REDLEDGEITE

H. STRUNZ. — « Chromrutil » von der Red Ledge Mine ist Kein Rutil Redledgeite. *N. Jb. Miner. Mh.*, 1961, 5, 107.



Crist. — $a = 20,32 \text{ \AA}$, $c = 5,84 \text{ \AA}$, $c/a = 0,287$, groupe spatial C_{4h}^6 — I_{41}/a .

Premières raies du diagramme de poudre (en \AA) :

| | | | | | | | |
|-------|----|-------|---|-------|---|-------|---|
| 3,551 | 6 | 2,269 | 5 | 1,779 | 2 | 1,465 | 3 |
| 3,199 | 10 | 2,215 | 7 | 1,729 | 2 | 1,447 | 2 |
| 2,823 | 3 | 2,029 | 4 | 1,681 | 6 | 1,391 | 7 |
| 2,534 | 1 | 1,987 | 4 | 1,583 | 8 | 1,337 | 4 |
| 2,454 | 8 | 1,882 | 7 | 1,540 | 2 | 1,330 | 3 |

Phys. — Petits cristaux noirs brillants. $d = 3,72$.

Chim. — SHANNON 1928.

| | |
|-------------------------|--------|
| SiO_2 | 5,51 |
| TiO_2 | 69,71 |
| Al_2O_3 | 0,57 |
| Fe_2O_3 | 0,80 |
| Cr_2O_3 | 16,61 |
| CoO | 0,76 |
| MgO | 5,52 |
| Perte au feu | 1,48 |
| | 100,96 |

La formule calculée est :



(solution TiO_4 par $(\text{OH})_4$, Ti par AlH etc...).

La formule simplifiée devient : $\text{Mg}_8\text{Cr}_{12}\text{Ti}_{48}\text{Si}_4\text{O}_{130}$.

Étym. — Du nom de la localité d'origine.

Obs. — Ces études ont été effectuées sur le matériel de « chromrutil » décrit en 1928 par GORDON et SHANNON. Les données cristallographiques montrent en particulier que ce minéral n'appartient pas au groupe du rutil. L'auteur considère que c'est une nouvelle espèce qui doit être appelée redlegeite alors que le terme « chromrutil » doit être abandonné.

REZHİKITE

M. V. SOBOLEVA, N. D. SOBOLOV. — Genèse des dépôts d'Asbeste bleue. *Sovetskaya Geol.*, 1959, 9, 94.

Ce nouveau nom est donné aux asbestes sodiques qui se forment à partir des serpentines.

Disc. — Nouveau nom totalement inutile.

ROZENITE

J. KUBISZ. — Rozenite, $\text{FeSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, a new mineral. *Bull. Acad. Pol. Sci.*, 1960, 8, n° 2, 107.



Crist. — Monoclinique. C_{2h} . $a : b : c = 0,4373 : 1 : 0,5833$.

Premières raies du diagramme de poudre (en \AA) :

| | | | | | | | |
|-------|----|-------|---|-------|---|-------|---|
| 6,893 | 5 | 3,979 | 8 | 3,239 | 7 | 2,738 | 4 |
| 5,483 | 9 | 3,840 | 1 | 2,993 | 7 | 2,579 | 7 |
| 5,179 | 1 | 3,682 | 2 | 2,973 | 8 | 2,478 | 1 |
| 4,762 | 3 | 3,410 | 8 | 2,899 | 1 | 2,436 | 7 |
| 4,498 | 10 | 3,295 | 2 | 2,776 | 2 | 2,381 | 7 |

La rozenite est isomorphe avec l'ilésite et la leonhardite et est identique au sulfate de fer $4\text{H}_2\text{O}$ artificiel.

Phys. — En amas microcristallins ; blanc translucide ou incolore transparent, éclat vitreux, cassure blanche. $d = 2,19$.

Opt. — Biaxe négatif. $2V \sim 90^\circ$. $n'_p = 1,527$ à $1,529$, $n'_g = 1,542$ à $1,543$.

| <i>Chim.</i> | Rozenite « Staszic » mine | FeSO ₄ H ₂ O théorique |
|-----------------------|------------------------------|---|
| FeO | 31,13 | 32,08 |
| MgO | 0,97 | — |
| MnO..... | 0,06 | — |
| SO ₃ | 36,29 | 35,73 |
| H ₂ O..... | 32,98 | 32,17 |
| | 100,43 (<i>sic</i>) | 100,00 (<i>sic</i>) |

Gis. — Avec goethite et pyrite, mine « Staszic » à Rudki près de Nowa Slupia, monts Ornak.

Étym. — En l'honneur de Zygmunt ROZEN, premier directeur de la chaire de minéralogie à l'Académie de Cracovie.

Obs. — Le nom de Starkeyite avait été donné pour FeSO₄H₂O. L'espèce fut discréditée, car il s'agissait en fait de léonhardite ferrique (1956).

SOKOLOVITE

A. K. SHAROVA, A. K. GLADOVSKIY. — Composition minéralogique origine et modification des bauxites du Crétacé inférieur du versant oriental de l'Oural et de la plaine de Tourguai. *Izd. Akad. Nauk S. S. S. R.*, 1958, 70.



Crist. — Raies du diagramme de poudre en (Å) :

| | | | | | | | |
|------|----|------|----|-------|---|-------|---|
| 3,5 | m | 2,20 | F | 1,45 | m | 1,172 | f |
| 3,3 | m | 2,09 | f | 1,42 | f | 1,158 | f |
| 2,97 | ff | 1,80 | F | 1,32 | f | | |
| 2,77 | ff | 1,62 | ff | 1,28 | m | | |
| 2,43 | m | 1,49 | ff | 1,915 | m | | |

Phys. — Masse compacte, meuble, de couleur blanc neige. $d = 2,94$, dureté 2,5.

Opt. — Incolore, faiblement anisotrope. Indice moyen $1,623 \pm 0,002$. Biréfringence = 0,008.

Chim.

| | |
|--------------------------------------|-------|
| Al ₂ O ₃ | 47,18 |
| CaO | 6,23 |
| SrO | 10,77 |
| P ₂ O ₅ | 14,01 |
| H ₂ O..... | 21,80 |
| | 98,99 |

Avec traces de : SiO₂, TiO₂, Fe₂O₃, MgO et CO₂.
L'analyse conduit à la formule :



Obs. — De nombreuses données thermiques. L'auteur signale que le minéral se rapproche du groupe de la gorceixite.

Gis. — Gisement de bauxite de Sokolovst, Est de l'Oural.

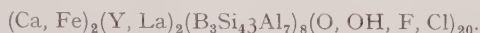
Étym. — D'après la localité.

Disc. — Description insuffisante.

Bull. Soc. franç. Minér. Crist., 1961.

SPENCITE

C. FRONDEL. — Two yttrium minerals : spencite and rowlandite. *Canadian Mineralogist*, 1961, 6, 576.



Crist. — Métamicté. Chauffé à 325° C pendant 46 h, le minéral reste isotrope et ne donne pas de diagramme de poudre.

Phys. — Brun-rouge à brun-noir, translucide en esquilles, éclat fortement vitreux, poussière verdâtre. Dureté : 3 1/2, $d = 3,05$.

Opt. — Isotrope. L'indice de réfraction varie de 1,627 à 1,653 en lumière transmise, les esquilles sont vert olive pâle à brun-jaune.

Chim.

| | |
|--------------------------------------|--|
| Na ₂ O..... | 0,11 |
| K ₂ O..... | 0,01 |
| MgO | 0,50 |
| CaO | 7,81 |
| SrO..... | 0,05 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,22 |
| MnO..... | 0,60 |
| Y ₂ O ₃ | 28,20 (Y ₂ O ₃ + traces Gd, Er, Ho) |
| Ce ₂ O ₃ | 1,44 |
| La ₂ O ₃ | 4,16 (La ₂ O ₃ + traces Nd) |
| ThO ₂ | 2,44 |
| Al ₂ O ₃ | 3,87 (Al ₂ O ₃ + petite quantité de BeO) |
| TiO ₂ | 0,27 |
| B ₂ O ₃ | 10,04 |
| SiO ₂ | 24,89 |
| P ₂ O ₅ | 0,02 |
| Cl..... | 0,45 |
| F..... | 0,44 |
| H ₂ O ⁺ | 9,82 |
| H ₂ O ⁻ | 1,93 |
| | 100,27 |
| O = F, Cl | 0,28 |
| | 99,99 |

L'analyse conduit à un borosilicate de calcium et d'yttrium.

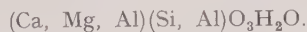
La spencite fait partie du groupe de la datolite et pourrait être isostructurale avec les minéraux de ce groupe.

Gis. — Dans une pegmatite de Cardiff, Haliburton County, Ontario.

Étym. — En l'honneur de H. S. SPENCE, minéralogiste canadien.

TACHARANITE

J. M. SWEET. — Tacharanite and other hydrated calcium silicates from Portree, Isle of Skye. *Miner. Mag. G. B.*, 32, n° 253, p. 745-53, 1961.



Crist. — (Par D. L. WILLIAMS). « Diagramme de poudre d'un minéral du groupe de la tobermorite mais distinct de celui de la tobermorite et de tout autre membre, naturel ou artificiel, du groupe. » Premières raies du diagramme de poudre :

| | | | | | | | |
|------|-----|------|-----|------|-----|-------|-----|
| 12,7 | FF | 5,16 | mF | 3,16 | fff | 2,69 | fff |
| 8,40 | m | 4,16 | fff | 3,05 | FF | 2,59 | fff |
| 7,10 | ff | 3,75 | f | 2,98 | fff | 2,495 | ff |
| 6,31 | fff | 3,49 | ff | 2,89 | F | 2,440 | m |
| 5,66 | mf | 3,37 | m | 2,79 | F | | |

Phys. — $d = 2,36$ mais la densité varie d'un fragment à un autre.

Opt. — Blanc. Cryptocristallin, paraît isotrope. $n < 1,537$.

Chim. — Instable, se décompose à l'air en un mélange de tobermorite et de gyrolite. Analyse sur 29 mg par D. I. BOTHWELL :

| | |
|--|-------|
| SiO ₂ | 41,8 |
| Al ₂ O ₃ | 5,6 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,3 |
| FeO..... | n. d. |
| MgO..... | 3,2 |
| CaO..... | 33,6 |
| Na ₂ O..... | 0,6 |
| K ₂ O..... | 0,1 |
| H ₂ O (+ peu CO ₂)..... | 15,2 |
| | 100,4 |

Gis. — Dans les amygdales d'une dolérite à olivine affleurant près de Portree dans l'île de Skye. Ces amygdales contiennent des zéolites et divers silicates hydratés de calcium : tobermorite, xonothite, gyrolite. Deux d'entre elles ont fourni de la tacharanite : l'une comporte un cœur de tobermorite associée à la tacharanite et une enveloppe de gyrolite et de mésolite, l'autre un cœur de tobermorite entouré par une zone de tacharanite enrobant des sphérules de gyrolite puis par une enveloppe de mésolite. On suppose que lors du refroidissement de la dolérite sont apparues de petites cavités remplies d'un liquide résiduel, contenant Ca, Mg, Na, Al, Si, CO₂ et H₂O, à partir duquel se sont probablement formées d'abord les zéolites puis les silicates hydratés de Ca.

Étym. — Du gaélique tacharan = « enfant substitué à une autre ».

TAKOVITE

Z. MAKSIMOVITSCH. — Takovite, un nouveau minéral : aluminate hydraté de nickel. *Notes Ass. Geol. Serbe*, 1959, Belgrade 1957.



Minéral argileux d'une couleur bleu verdâtre.

$$\alpha' = 1,598 \quad \beta' = 1,605$$

Diagramme de poudre et analyse chimique sont donnés.

VULCANITE

E. N. CAMERON, I. M. THREADGOLD. — Vulcanite, a new copper telluride from Colorado with notes on certain associated minerals. *Amer. Mineral.*, 1961, 46, 258.

Cu Te.

Crist. — Orthorhombique. $a = 4,09 \text{ \AA}$, $b = 6,95 \text{ \AA}$, $c = 3,15 \text{ \AA}$. Groupe spatial $Pmmn$.

Premières raies du diagramme de poudre (en \AA) :

| | | | | | | | |
|------|-----|-------|-----|-------|-----|-------|-----|
| 6,94 | 4 | 2,65 | 3 | 1,762 | 2,5 | 1,576 | 1,5 |
| 3,52 | 6 | 2,49 | 1,5 | 1,738 | 0 | 1,532 | 1 |
| 3,47 | 3 | 2,32 | 3 | 1,701 | 0,2 | 1,521 | 2 |
| 3,18 | 0,2 | 2,03 | 10 | 1,665 | 2 | 1,439 | 1,5 |
| 2,86 | 7 | 1,866 | 1,5 | 1,597 | 0,2 | 1,425 | 1 |

Phys. — Jaune bronze brillant, éclat métallique, bon clivage visible, sectile ; en petits grains de 0,1 mm environ, maclé.

Opt. — Pouvoirs réflecteurs : maximum 58,5 %, minimum 36,0 %. Biréfractance très forte. Extinction parallèle au clivage. Très fortement anisotrope, entre nicols croisés, blanc jaune brillant, blanc jaune gris ou jaune orangé selon l'orientation.

Chim. — Tests qualitatifs positifs pour Cu, Te. Les données cristallographiques sont en accord avec celles données pour Cu Te synthétique.

Gis. — Good Hope Mine, Vulcan, Colorado.

Étym. — De la localité.

Disc. — Description insuffisante.

Nouvelles données

NORSETHITE

M. E. MROSE, E. C. T. CHAO, J. J. FAHEY, C. MILTON. — Norsethite BaMg(CO₃)₂, a new mineral from the Green River formation, Wyoming. *Amer. Mineral.*, 1961, 46, 420.

Les auteurs fournissent de nouvelles données sur ce minéral présenté à la réunion de la Mineral

logical Society of America, 1959 (cf. Nouvelles espèces, *Bull. Soc. fr. Min. Crist.*, 1959, 82, 395).

PSILOMÉLANE

A. A. LEVINSON. — A poorly crystallized, low baryum, psilomelan type mineral. *Amer. Mineral.*, 1961, 46, 355.

A la suite d'une étude sur des minéraux de manganèse de Zacatecas, l'auteur suggère d'utiliser le terme manganomélane pour les oxydes de manganèse « durs » non indentifiés, le terme de wad pour les oxydes « tendres », le psilomélane étant un minéral bien défini.

Disc. — Bien qu'un nouveau terme se glisse ainsi dans la nomenclature, il semble judicieux et nécessaire d'attribuer désormais au terme psilomélane des caractères définis.

ROWLANDITE

C. FRONDEL. — Two yttrium minerals : spencite and rowlandite. *Canadian mineralogist*, 1961, 6, 580.



Crist. — Métamicté. Recristallisation par chauffage à 900° C en atmosphère d'azote.

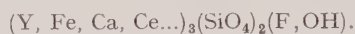
Raies du diagramme de poudre (en Å) :

| | | | |
|---------|----------|----------|----------|
| 4,87 59 | 3,29 15 | 2,840 15 | 2,440 33 |
| 4,32 11 | 3,14 12 | 2,779 22 | 2,288 8 |
| 3,90 26 | 3,06 100 | 2,656 20 | 2,122 27 |
| 3,59 54 | 3,01 22 | 2,608 37 | 2,076 47 |
| 3,51 57 | 2,89 31 | 2,522 34 | 2,040 8 |

Phys. — Vert pâle, transparent en esquilles. $d = 4,39$, dureté : 5 1/2.

Opt. — Isotrope. $n = 1,704$ après chauffage, $n = 1,76$.

Chim. — Les analyses effectuées ont confirmé la présence de grandes quantités de Y_2O_3 car il a été trouvé une teneur importante en fluor de 1 à 5 % de Ce et Nd, l'utilisation de l'ancienne analyse et des données récentes amènent à la formule :



BIBLIOGRAPHIE

Bull. Soc. franç. Minér. Crist.

(1961), LXXXIV, 412-16.

Bild Kartei der Erzmikroskopie, par le prof. Dring. A. MAUCHER et dipl.ing. G. REHWALD, éditeur : Umschau Verlag, Franckfurt am Main, 1961, 104 feuilles avec microphotographies, 23 feuilles de texte, prix de la feuille avec microphotographie : 0,75 D. M. ; prix de la feuille de texte : 0,45 D. M.

Depuis une quarantaine d'années l'étude microscopique des minerais métalliques a fait l'objet de nombreux mémoires parus dans des périodiques divers. Il existe également des ouvrages groupant les propriétés optiques des minéraux constituant ces minerais ainsi que l'interprétation de leur texture. Nous citerons tout particulièrement par ordre de publication :

a) Lehrbuch der Erzmikroskopie de Schneiderhöhn et Ramdohr Berlin, 1931-1933.

b) Texture of the ore minerals and their significance de Edwards Melbourne, 1947-1951.

c) Die Erzminerale und ihre Verwachsungen de Ramdohr, Berlin, 1950-1960, la 2^e édition de 1960 étant l'ouvrage le plus complet existant à l'heure actuelle sur l'étude microscopique des minerais métalliques.

Il manquait un recueil groupant des microphotographies typiques, facilement accessibles, représentant les propriétés optiques caractéristiques des principales espèces opaques (anisotropie, polychroïsme de réflexion, réflexions internes, etc...) ainsi que des textures que l'on rencontre dans leurs différentes paragenèses.

La phototèque sur les caractères microscopiques des minéraux opaques de MM. Maucher et Rehwald comble cette lacune. Elle se présente sous forme de feuilles séparées de format 220 × 270 mm, chaque feuille comprenant, outre les microphotographies de la section polie du minerai avec un seul nicol et entre nicols croisés, le type de texture et le gisement en anglais, français, espagnol, russe et allemand. Chaque phase est facilement repérable sur la microphotographie par un système de coordonnées cartésiennes. Toutes les microphotographies sont excellentes, mais certaines sont particulièrement spectaculaires. Je citerai :

1) la feuille 0098 montrant une belle texture de pseudomorphose représentant la transformation

supergène de molybdénite en powellite. La texture peut être reconnue sans ambiguïté même lorsque la molybdénite hypogène a complètement disparu. La qualité de la microphotographie est exceptionnelle ;

2) les feuilles de 0089 à 0096 montrant des textures et paragenèses d'échantillons du gisement de Eisenberg par Corbach, Waldeck, Allemagne, décrit par Ramdohr en 1932 (paragenèse : or natif, clausthalite, naumannite, carbonates) ;

3) les feuilles de 0033 à 0040 relatives au gisement de Marienberg, Erzgebirge, Allemagne (paragenèse : rammelsbergite, safflorite, nickelite, pyrite, proustite, calcite, fluorine).

Une centaine de feuilles viennent de paraître ainsi que les textes explicatifs décrivant d'une manière précise et moderne les différentes textures si utiles pour les interprétations génétiques et le traitement mécanique du minerai. Les auteurs prévoient la publication de 50 à 100 feuilles par trimestre, l'ouvrage complet se composant d'un millier de feuilles avec texte.

Cette phototèque rendra de très grands services aux chercheurs minéralogistes, métallogénistes, métallurgistes et géochimistes.

J. BOLFA.

Nouveau traité de Chimie minérale, publié sous la direction de Paul PASCAL, membre de l'Institut, professeur honoraire à la Sorbonne.

TOME XV : Uranium et transuraniens, publié avec la collaboration des Ingénieurs du Commissariat à l'Énergie Atomique. Préface de M. SALESSE, chef du Département de Métallurgie, éditeur : Masson, Paris, 1961, 1 vol., 640 pages, 153 figures, 174 tableaux, 175 × 260, prix : broch. : 110 NF, cartonné toile : 122 NF.

Le tome XV du *Traité de Chimie minérale* est tout entier consacré à l'étude de l'*Uranium et des Transuraniens*. Le développement considérable des connaissances sur ce chapitre de la chimie et la publication de nombreux documents restés secrets jusqu'en 1958 ont amené les auteurs à diviser en

trois fascicules le volume réservé à la fin de la dernière série de Mendéléeff. L'ensemble doit comporter un développement de près de 2 800 pages.

Comme il a été fait précédemment pour les éléments des terres rares (tome VII, fasc. 1 et 2) ces trois fascicules formeront un ouvrage capable de se suffire à lui-même, dans le cadre général du Traité. Ils comportent plus de documents techniques que les autres volumes ; l'étude des alliages de l'uranium et des transuraniens y est largement développée.

Le premier fascicule (paru) est consacré à l'uranium élément ou métal. Dans l'esprit défini ci-dessus, les 734 pages consacrées à l'Uranium-élément et à l'Uranium-métal contiennent un nombre considérable de données concernant son élaboration, sa purification, l'analyse de ses impuretés éventuelles, ses propriétés mécaniques ainsi que les altérations de ces propriétés qui résultent de son séjour dans les piles atomiques. De nombreux schémas de fabrication, des photographies d'atelier, des coupes métallographiques tranchent sur la distribution des autres volumes du Traité, 323 figures, schémas ou photographies, deux planches en couleur et de multiples tableaux intéressant la métallurgie de l'uranium sont présentés au lecteur, en même temps que sont fournies 2 270 références bibliographiques.

Le deuxième fascicule, qui vient de paraître (juillet 1961), traite des dérivés de l'uranium.

L'étude ionique de l'uranium (états de valence, oxydoréduction, hydrolyse, photolyse, complexes, dosage) ayant été complètement développée à la fin du premier fascicule, le second est presque tout entier consacré à la systématique des combinaisons salines ou non salines de l'élément ainsi que de ses complexes et dérivés organiques. Beaucoup de données thermodynamiques intéressant la séparation des isotopes ont été rassemblées. On peut dire que la totalité des constantes physiques intéressant la physico-chimie des dérivés de l'uranium ont été classées. L'ouvrage se termine par un chapitre sur l'utilisation des composés de l'uranium comme combustibles nucléaires.

Au total 640 pages de texte très abondamment illustrées.

Le troisième et dernier fascicule, qui paraîtra vers la fin de 1961 comportera environ 1 250 pages. Il est consacré à l'étude des réactions nucléaires et de la fission et décrit en détail les modes de séparation et les propriétés physiques ou chimiques de tous les transuraniens. Près de 250 pages de généralités précèdent la description du neptunium et de ses dérivés (90 pages environ) ; celle du plutonium est particulièrement développée et comportera 550 à 600 pages. Les uranides supérieurs et les curides occupent 250 pages. L'ouvrage se termine par une étude très poussée (100 pages environ) sur les dangers de contamination de l'atmosphère, et fournit des résultats peu ou pas connus sur les recombées radioactives.

Dans ces conditions, le tome XV constituera une sorte d'*encyclopédie des problèmes physico-chimiques qui intéressent les éléments fissibles*. C'est un ensemble dont on peut dire qu'il n'existe pas beaucoup d'équivalents dans la littérature scientifique mondiale. Un tel développement n'a été possible que grâce au concours du Commissariat à l'Énergie atomique, qui a bien voulu entretenir ses dossiers et prêter ses techniciens, afin de permettre la perfection de l'ouvrage.

L'effort propre des ingénieurs et chercheurs français dans ce nouveau domaine donnera une idée de l'effort soutenu par la France dans la concurrence nucléaire, issue, il est bon de le rappeler, des travaux des grands précurseurs : Becquerel, les Curie et Joliot.

* * *

Crystal-structure analysis, par Martin J. BUERGER, éditeur : J. Wiley, New-York, 1960, 1 vol., 668 pages, 329 figures, 155 × 235, prix : \$ 18,50.

Comme l'auteur l'indique lui-même, ce livre est la suite logique de *Vector space*, paru en 1959. Il achemine le lecteur depuis les résultats expérimentaux, intensités des rayons X diffractés par tous les plans hkl d'un cristal jusqu'à la position exacte des atomes dans la maille élémentaire.

Les premiers chapitres sont consacrés à quelques notions générales sur la diffraction des rayons X par les cristaux et aux mesures d'intensité. Ces mesures sont fort longues et délicates, aussi le choix du cristal utilisé est-il très important : il ne doit être ni maclé, ni trop imparfait. Les corrections à apporter aux mesures d'intensité sont de deux sortes : facteurs géométriques et facteurs physiques.

Les premiers peuvent être calculés assez facilement puisqu'ils ne dépendent que de l'orientation du cristal par rapport au faisceau de rayons X. Les autres facteurs sont beaucoup plus difficiles à mettre en évidence : ce sont l'extinction, l'absorption, l'agitation thermique.

La partie importante de l'ouvrage est l'emploi des séries de Fourier dans la détermination de la densité électronique d'un cristal. L'auteur démontre comment les amplitudes F diffractées par chaque plan hkl du cristal peuvent être utilisées dans les synthèses tridimensionnelles, les sections de Fourier, les projections généralisées. Aux chapitres 16 et 17 on peut trouver les méthodes pratiques de calculs, qui seront d'autant plus simplifiées que le degré de symétrie du cristal sera plus élevé.

L'évaluation de la phase est un problème important dans la détermination des structures cristallines. On peut le résoudre dans le cas d'une structure contenant un atome de poids atomique élevé et dont la position est connue sans ambiguïté ; pour les cristaux non centrés la dispersion anormale peut fournir la solution.

L'auteur signale la détermination directe de la phase par les inégalités de Harker-Kasper, l'équation de Sayre ou les méthodes statistiques de Karl et Hauptmann, mais cette partie n'est pas traitée dans toute sa généralité.

Un dernier chapitre est consacré au raffinement des structures, les procédés sont assez nombreux : séries différences, moindres carrés, etc... et ils se perfectionneront encore avec l'utilisation des ordinateurs électroniques.

Cet ouvrage, fort bien présenté, est illustré d'excellents schémas et de photos qui aident à la compréhension du texte, il sera très apprécié de tous les cristallographes.

P. HERPIN.

Angewandte Gitterphysik, par W. KLEBER, éditeur : Walter de Gruyter, Berlin, 1960, 1 vol., 291 pages, 86 figures, 140 × 195, prix : DM. 38.

Après un aperçu très rapide des notions fondamentales sur les éléments de symétrie d'un cristal, l'auteur signale quelques méthodes expérimentales de radiocristallographie qui pourraient conduire à la détermination de la structure cristalline. Quelques structures types très simples sont décrites.

La partie la plus importante du livre est intitulée « physique du réseau cristallin parfait ». Ce sont les propriétés physico-chimiques des cristaux et les propriétés physiques proprement dites. On comprend par propriétés physico-chimiques la constitution du réseau cristallin, ses liaisons, sa déformation par permutation d'ions, l'étude du polymorphisme, l'adsorption d'un gaz ou d'un solide dans un cristal.

Tout ceci est une revue d'ensemble de tous les phénomènes liés à la physique du réseau cristallin et à ses applications. De même, les propriétés physiques (mécaniques, thermiques, optiques, magnétiques) sont exposées sans aucun développement mathématique, mais en donnant simplement les formules indispensables, des schémas et des exemples.

Le dernier chapitre sur la structure réelle des cristaux donne quelques explications sur les caractères macroscopiques des corps cristallins comme dureté et plasticité, luminescence.

L'auteur décrit aussi quelques expériences récentes sur la croissance des cristaux, la diffusion de certains ions dans des directions privilégiées et dans ce cas, les variations des propriétés physiques du cristal.

Ce livre est destiné à éveiller l'intérêt de jeunes chercheurs dans un domaine en pleine expansion : la physique des corps solides.

De plus, cette troisième édition augmentée de tous les résultats de ces dernières années, peut être

fort utile à tous les « non-spécialistes » qui veulent se documenter sur toutes ces questions.

Une bibliographie à la fin du livre signale pour chaque chapitre les publications et surtout les ouvrages de base auxquels on peut se référer.

P. HERPIN.

An introduction to the methods of optical crystallography, par F. Donald BLOSS, éditeur : Holt, Rinehart et Winston, New-York, 1961, 1 vol., 294 pages, 174 figures, 160 × 240, prix : \$ 7,00.

Ce livre a été écrit spécialement pour l'étudiant qui commence l'étude de la cristallographie optique. La description des techniques très perfectionnées a été omise délibérément, au profit d'un exposé simple mais approfondi, des techniques de base concernant la détermination des constantes optiques des cristaux avec le microscope polarisant. L'exposé est consacré à la fois à la théorie et aux méthodes pratiques de la cristallographie optique, afin qu'il convienne au mieux, aux besoins de l'étudiant. La détermination des indices de réfraction des solides par la méthode d'immersion dans l'huile est discutée très en détail en pensant à la suggestion faite par Emmons et Gates (1948) d'employer davantage les franges de dispersion colorées aux contours des grains. En appendice, on trouvera une série de tables permettant de déterminer plus de 1 000 échantillons minéraux d'après leurs indices de réfraction. Ainsi, l'étudiant en minéralogie optique n'aura plus besoin de consulter trois manuels différents, l'un pour la théorie, un deuxième pour les méthodes pratiques et un troisième pour les tables de détermination.

Le livre bien présenté, comprend onze chapitres :

1. La lumière et les phénomènes apparentés. Nomenclature. Lumière polarisée. Relations. Indices de réfraction. Milieux isotropes et anisotropes.
2. La lumière dans les milieux isotropes. La dispersion. Absorption de la lumière et transmission de la couleur.
3. Les lentilles et le microscope. Nomenclature et types de lentilles. Formule des lentilles minces et solutions graphiques.
4. Le microscope polarisant. Les éléments et leur rôle. Réglages du microscope. Microscopes polarisants modernes.
5. Examen optique des substances isotropes. Mesure de l'indice de réfraction des liquides. Mesure de l'indice de réfraction des solides. Procédés pratiques. Identification des minéraux.
6. Indicatrices et ellipses optiques. Revue de la terminologie. Notion générale de l'indicatrice. L'indicatrice isotrope et uniaxe.

7. L'interférence de la lumière. Ondes polarisées dans le même plan. Ondes polarisées dans des plans perpendiculaires. Transmission par l'analyseur. Couleurs d'interférence. Observations des effets d'interférence. Examen des cristaux en lumière parallèle et en lumière convergente. Types de figures d'interférence.
 8. Examen optique des cristaux uniaxes. Préparation de l'échantillon. Établissement du caractère uniaxe. Compensation. Détermination du signe optique. Mesure des indices de réfraction. Détermination du retardement et de la biréfringence. Angles d'extinction : signe d'allongement. Absorption et pléochroïsme. Couleurs d'interférence anormales. Identification des minéraux.
 9. Cristaux biaxes. Indicatrice biaxe. Relations géométriques entre les normales aux ondes, les directions de vibration et le trajet des rayons. Figures d'interférence des cristaux biaxes. Dispersion et orientation cristallographique de X, Y et Z.
 10. Examen optique des cristaux biaxes. Détermination du caractère biaxe. Détermination du signe optique. Mesure des indices. Mesure de $2V$. Mesure et signification des angles d'extinction. Absorption et pléochroïsme. Système d'inscription des résultats. Identification des minéraux.
 11. Résolutions de problèmes d'optique à l'aide de projections. Projection sur une sphère. Les différents types de projections. Le réseau stéréographique. Projection d'un cristal.
- Appendice I. Propriétés des ellipses.
 Appendice II. — Tables et abaques pour les déterminations optiques. Minéraux isotropes. Minéraux uniaxes et biaxes.
 Appendice III. — Système d'inscription des résultats.

Chacun des chapitres est suivi d'une série de questions et problèmes.

* *

X-ray analysis of organic structures, par S. C. NYBURG, éditeur : Academic Press, New-York, 1961, 1 vol., 434 pages, 228 figures, 17 pl., 155 × 235, prix : \$ 13,00.

Cet ouvrage est essentiellement destiné aux chimistes organiciens et aux biochimistes. Le but du traité est de montrer comment la structure moléculaire de substances organiques peut être obtenue à partir de diagrammes de rayons X.

Les trois premiers chapitres constituent un exposé très rapide des connaissances fondamentales de cristallographie. Le chapitre I traite de la production des rayons X et donne une description succincte de l'appareillage utilisé. Au cours du chapitre II l'auteur indique rapidement les propriétés de symétrie des cristaux et introduit la notion de

maille élémentaire. La loi de Bragg est formulée. Les différentes méthodes permettant l'obtention des paramètres cristallins sont décrites. Le chapitre III est consacré à la détermination du groupe spatial des cristaux.

Les trois chapitres suivants traitent de la recherche de la structure d'un cristal : mesure des intensités diffractées, utilisation des projections de Patterson, problème de la phase, projections de densité électronique, précision obtenue. Il s'agit de l'exposé, purement pratique, d'une technique de recherche, toute considération théorique ayant été volontairement laissée dans l'ombre.

La seconde partie de cet ouvrage est consacrée à la description des structures des principaux composés organiques.

L'auteur termine ce traité en relatant les progrès récents réalisés dans la connaissance de la structure de la matière vivante : les structures de substances de poids moléculaire élevé (protéines, virus) font l'objet des deux derniers chapitres.

Cet ouvrage constitue une excellente synthèse et sera très utile aux chimistes désirant s'initier aux recherches structurales.

M. Th. LE BIHAN.

* *

Chimie physique des semi-conducteurs, par J. P. SUCHET, éditeur : Dunod, Paris, 1962, 1 vol., 235 pages, 95 figures, 110 × 160, prix relié toile souple : 19 NF.

La découverte du phénomène de transistance et les travaux qui l'ont suivie sont, on le sait, essentiellement l'œuvre de physiciens. Mais le nombre des dispositifs faisant appel aux propriétés semi-conductrices s'accroît considérablement et la détection des radiations, la conversion des énergies par photo et thermo-électricité, l'éclairage par luminescence, etc., requièrent sans cesse des composés semi-conducteurs de caractéristiques très diverses. Aussi la synthèse de nouveaux matériaux est-elle devenue désormais l'apanage du chimiste qui doit choisir entre une préparation systématique de milliers de composés, excédant généralement ses moyens, et l'utilisation de règles empiriques de prévision.

Compte tenu de cet état de fait, dans cette nouvelle Monographie Dunod, les composés sont abordés du point de vue de la cristallographie, et la semi-conductibilité est traitée comme une propriété dépendant de l'ordre cristallin à courte distance et de la nature des liaisons interatomiques. Par exemple, dans une liaison, l'aspect covalent, dont l'existence a de tout temps été invoquée dans un composé comme le sulfure de zinc, est mis en évidence à côté de l'aspect ionique plus familier ; chacun de ces aspects est, en outre, associé à l'un des deux mécanismes superposés : semi-conductibilité par impure-

tés ou par non-stœchiométrie. Le tracé de la frontière commune avec les conducteurs métalliques s'appuie sur des règles de répartition électronique analogues aux règles de Hume-Rothery. Enfin, la notion d'électronégativité et son rôle dans l'énergie d'activation est soumise à un examen critique.

Cette monographie intéresse donc les chercheurs en quête de conceptions nouvelles, les étudiants en sciences et les professeurs curieux de connaître les courants d'idées qui prolongent dans les laboratoires l'enseignement universitaire et les ingénieurs, chimistes, physico-chimistes, cristallographes ou métallurgistes de formation, que leur activité professionnelle met en contact avec le domaine des semi-conducteurs.

* * *

X-ray microscopy and X-ray microanalysis, par ENGSTRÖM, V. COSSLETT et H. PATTEE, éditeur : Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 1960, 1 vol., 542 pages, 460 figures, 175 × 250, prix : Fl. Hol. 52,50.

Il s'agit des comptes rendus d'un Symposium sur la microradiographie et la microscopie aux rayons X qui eut lieu à Stockholm en 1959.

Le développement des nouvelles méthodes d'analyse de micro-échantillons a été si rapide qu'il existe sur le marché des instruments permettant d'enregistrer des diagrammes de rayons X, émis par des échantillons dont le diamètre n'est que de 1 micron.

Dans ce traité, les exposés ont été répartis en trois groupes concernant la microanalyse par l'absorption, par l'émission ou par la diffraction des rayons X. Chacune de ces trois parties est riche d'exposés relatifs aux appareils et aux techniques ; les applications intéressent beaucoup de domaines (minéralogie, métallurgie, matières plastiques, biologie...).

Les sujets traités sont les suivants :

I. Micro-absorption des rayons X. A. Introduction ; B. Principes généraux : la stérogaphie comme moyen d'enregistrement en microscopie des rayons X ; coefficients d'interaction de rayons X ultra-mous ; l'effet Schwarzschild-Villiger en photométrie ; l'observation de la structure fine d'absorption dans des échantillons très minces ; C. Théorie et technique de la microradiographie de contact : tube (démontable) à anode tournante de grand rendement ; nouveau micro-analyseur

des microradiogrammes de rayons X ; contribution à la théorie de la microradiographie quantitative en biologie ; matériel d'enregistrement ; mesures quantitatives avec le microfluoroscope ; D. Théorie et technique en microradiographie de projection : construction d'un tube à rayons X à microfoyer et utilisation du rayonnement K caractéristique en microradiographie de projection ; l'influence de la diffusion des électrons dans l'anticathode de tubes de rayons X à foyer ultra-fin ; facteurs affectant l'intervalle et la précision de la méthode de projection d'un foyer ponctuel dans la micro-analyse par absorption ; microscopie de projection ; sources miniatures ponctuelles de rayons X pour microscopie de projection à partir d'un foyer ponctuel et études de diffraction ; E. Microscopie X par réflexion. Théorie et technique ; l'aberration d'obliquité ; nouvelles réalisations de microscopie X à réflexion totale ; F. Applications en métallurgie ; G. Applications en biologie.

II. Micro-émission de rayons X. A. Introduction ; B. Appareils et techniques : détermination de traces par spectrographie d'émission des rayons X ; les intensités des radiations caractéristiques émises par les anticathodes ; sonde magnétique à électrons ; quelques résultats d'application de l'analyse microspectroscopique X dans l'étude de systèmes métalliques ; micro-analyse d'émission de rayons X de grande longueur d'onde ; méthode d'amélioration de la résolution ; divers types de micro-analyseurs à rayons X ; le micro-analyseur de rayons X « Metropolitan-Vickers » ; C. Applications métallurgiques et minéralogiques et en particulier, l'analyse des éléments légers par la « microsonde de Castaing ».

III. Microdiffraction des rayons X. A. Introduction. B. Appareils et techniques : techniques de microdiffraction des rayons X ; nouvelles chambres à microfaisceau et leur emploi dans les problèmes d'identification et de texture ; détections de faibles concentrations ; appareil de diffraction aux petits angles avec un monochromateur à focalisation ponctuelle ; diffractométrie X très sensible pour études de microdiffraction et générateur de rayons X. C. et D. Applications en métallurgie et en biologie.

Le recueil est très bien présenté et comporte de nombreuses figures, parmi lesquelles d'excellentes reproductions de micrographies.

M. M. Roos.

Table des auteurs

| | | | |
|---|----------|---|-----|
| Amoros, J. L., de Acha, A. et Canut, M. L. — L'agitation thermique dans les cristaux moléculaires : la diffusion des rayons X par l'acridine III..... | 40 | Caillère, S., Avias, J. et Falgueirettes, J. — Sur un nouvel arséniure de nickel (Ni_2As). L'orcélite..... | 9 |
| Andronopoulos, B. — Association de magné- tite-chromite-pentlandite dans quelques gîtes de fer en Grèce..... | 345 | Chafranovski, I. — Extension de la théorie des formes cristallines et de la morphologie des macles | 20 |
| Andronopoulos, B. — Étude d'une argile à montmorillonite de Chios, Grèce..... | 385 | Chaudron, G. — Pierre Chevenard (1888- 1960) | 1 |
| Authier, A. — Étude de la transmission anor- male des rayons X dans des cristaux de silicium. I. Cas des cristaux parfaits. II. Ap- plication aux cristaux imparfaits..... | 51, 115 | Chauvel, J. J. — Observations pétrogra- phiques et minéralogiques sur le minerai de fer de l'ordovicien inférieur du synclinal de Martigné-Ferchaud (Ille-et-Vilaine)..... | 270 |
| Bahezre, C., Capitant, M. et Phan Kieu Duong. — Analyse ponctuelle d'une cas- sitrite zonée (C. N.)..... | 321 | Choux, J. — Étude minéralogique de quelques argiles d'altération du Massif Armoricain. | 241 |
| Bariand, P., Ziegler, V., Issakhanian, V. et Vassigh, H. — Nouvelles déterminations dans le massif du Sheyvardagh, Azerbaid- jan, Iran (C. N.)..... | 326 | Christophe-Michel-Lévy, M. — Reproduction artificielle de quelques minéraux riches en zirconium (zircon, eudialyte, catapléite, elpidite) ; comparaison avec leurs condi- tions naturelles de formation..... | 265 |
| Bernard, M. et Hocart, R. — Étude diffrac- tométrique du sulfate de potassium entre 20 et 600° C..... | 396 | Christophe-Michel-Lévy, M. — Remarques sur l'épididymite (C. N.)..... | 320 |
| Bloch, J. — Étude radiocristallographique de matériaux fortement radioactifs..... | 281 | Cogné, J. — Remarques sur quelques-unes des principales associations minérales dans les micaschistes de Bretagne méridionale (Finistère-Morbihan) | 222 |
| Bolfa, J., Chevallier, R., de la Roche, H. et Kern, R. — Contribution à l'étude des « ilménites » du sud-est de Madagascar et du Sénégal. Relations avec la nature de « l'arizonite »..... | 33 | Coulomb, R. et Goldsztein, M. — Utilisation d'un spectromètre γ à 100 canaux dans quelques problèmes de géologie nucléaire.. | 13 |
| Bolfa, J., de la Roche, H., Kern, R., Capi- tant, M. et Phan, K. D. — Sur la nature minéralogique exacte d'exsolutions dans les « ilménites » de Vohibarik (Madagas- car) déterminée à la microsonde électro- nique (C. N.)..... | 400 | Coulon, M., Heitz, F. et Le Bihan, M. Th. — Contribution à l'étude structurale d'un sulfure de plomb, d'antimoine et d'étain : la frankeite..... | 350 |
| Bordet, P. — Dispositif monoculaire pour le microscope polarisant permettant l'exa- men simultané en lumière parallèle et en lumière convergente (C. N.)..... | 200 | Curien, H., Rimsky, A. et Defrain, A. — Structure atomique d'une phase cristalline du gallium, instable à la pression atmosphé- rique | 261 |
| Bordet, P. — Sur la détermination des albites, oligoclases et andésines au moyen des sec- tions perpendiculaires à $g1(010)$ (C. N.)... | 203 | Demangeon, P. et Salvayre, H. — Sur la ge- nèse de palygorskite dans un calcaire dolo- mitique (C. N.)..... | 201 |
| Brière, Y. et Kurylenko, C. — Zircon de Man- goro (Madagascar) (C. N.)..... | 202 | Dérivé, M. — La fluorescence des porphy- rines concentrées dans des éléments miné- raux d'origine biologique (C. N.)..... | 94 |
| Brousse, R. — Minéralogie et pétrographie des roches volcaniques du massif du Mont- Dore (Auvergne). I. Les minéraux. II. Pé- trographie systématique. III. Les deux associations magmatiques..... | 131, 245 | Didier, J. — Les roches malgachitiques de la région de Lamastre (Ardèche, Massif Cen- tral français)..... | 2 |
| | | Donnay, J. D. H. et Donnay, G. — Propriétés optiques de la série bastnaesite-vatérite... | 25 |
| | | Dubois, M. et Tournarie, M. — Contribution à l'étude radiocristallographique de l'effet des neutrons sur les monocristaux de LiF. | 353 |

| | | | |
|---|--------------------|--|-----|
| Durif, A. — Étude cristallographique de deux composés du type phénacite (C. N.)..... | 322 | du nickel et du vanadium dans les roches silicatées | 363 |
| Gabis, V. — Analyse spectrochimique des minéraux en atmosphère contrôlée..... | 273 | Nicolas, A. — Combinaisons des macles Manebach-Baveno dans l'orthose du granite de Raon-l'Étape (Vosges)..... | 287 |
| Gay, J., Kara, R. et Mathieu, J. P. — Propriétés électriques et optiques du phénanthrène cristallisé..... | 187 | Perez y Jorba, M., Queyroux, F. et Col-longues, R. — Sur une transformation allotropique des oxydes de dysprosium et de gadolinium (C. N.)..... | 401 |
| Geslin, M. et Urbain, P. — Étude de la radioactivité des eaux thermales et des roches de la région de Lamalou et de Bédarieux (Hérault). | 194 | Pierrot, R. — Nouvelles données sur la micropharmacolite..... | 391 |
| Goldsztein, M. et Guillermo, S. — Radioactivité des laves de la chaîne des Puys..... | 6 | Pierrot, R. et Sainfeld, P. — La devillite et la spangolite de Corse. Les minéraux associés (C. N.)..... | 90 |
| Guillemin, C. Permingeat, F. et Pierrot, R. — Revue des espèces minérales nouvelles. | 106, 205, 330, 405 | Pierrot, R. et Walter, J. — Présence de che-nevixite au Hoggar (C. N.)..... | 325 |
| Guillemin, C., Permingeat, F. et Pierrot, R. — Nouvelles données..... | 108, 209, 332, 410 | Prat, M. Th. et Gay, R. — Fonction d'ordre à petite distance dans les solutions solides de composition Λ_3B du type Cu_3Au | 337 |
| Guillemin, C., Permingeat, F., et Pierrot, R. — Espèces discréditées..... | 109, 210, 333 | Pulou, R., Monchoux, P. et Vetter, P. — Vermiculite de Decazeville (Aveyron)..... | 227 |
| Guillemin, C. et Pierrot, R. — Nouvelles données sur la planchéite..... | 276 | Ravier, J. et Thiébault, J. — Sur une amphibolite à olivine..... | 238 |
| Guitard, G. — Micropertthites d'origine volcanique dans les gneiss ocellés du Canigou (Pyrénées-Orientales) (C. N.)..... | 92 | Rérat, B. et C. — Diagrammes de Patterson théoriques tridimensionnels des structures contenant deux atomes par unité asymétrique (systèmes triclinique et monoclinique) | 388 |
| Hey, H., Guillemin, C., Permingeat, F. et de Roever, J. P. — Sur la nomenclature minéralogique. Décisions de la Commission des nouveaux minéraux et des noms de minéraux de l'Association Internationale de Minéralogie..... | 96 | Romero, A., Ruppli, C. et Sabatier, G. — Sur une argile essentiellement formée de chlorite associée au gypse des environs d'Amélie-les Bains (C. N.)..... | 404 |
| Iiyama, J. T. — Étude préliminaire de la solubilité du basalte dans l'eau à haute température..... | 128 | Sabatier, G. — Au sujet de la détermination graphique des indices de réfraction associés à une onde plane traversant un cristal biaxe dans une direction quelconque (C. N.).... | 403 |
| Jérémme, E. et Christophe-Michel-Lévy, M. — Un nouveau gisement de narsarsukite. (Identification d'un minéral dénommé provisoirement « gouréite » par A. Lacroix en 1934) | 191 | Saifannikoff, A. et van Wambeke, F. — Sur un terme plombifère du groupe pyrochlore-microlite | 382 |
| Kern, R. — Sur la formation des macles de croissance | 292 | Saucier, H. — Détermination graphique des indices de réfraction correspondant à une onde plane d'orientation quelconque dans un cristal biaxe (C. N.)..... | 199 |
| Laurent, A., Rérat, B. et C. — Utilisation du calculateur électronique CAB 500 pour les calculs cristallographiques..... | 230 | Tsoucaris, G. — Détermination précise de la troisième coordonnée des atomes dans une maille cristalline dans le cas où les deux premières sont connues..... | 30 |
| Laurent, Y. et Pierrot, R. — Sur la présence de cornubite au cap Garonne, Var (C. N.). | 318 | Tsoucaris, G. — Enregistrement de la variation continue des facteurs de structure en fonction des coordonnées atomiques (C. N.). | 323 |
| Le Bail, F. — Compte rendu de l'excursion en Bretagne..... | 213 | Tsoucaris, G. — Application de la méthode des moindres carrés à la détermination des coordonnées atomiques z_n dans la structure du parabromophénylsuccinimide..... | 376 |
| Lefèvre, J., Brauer, G. et Baernighausen, H. — Répartition des lacunes d'oxygène dans la structure de type Mn_2O_3 (C. N.)..... | 328 | Warne, S. St. J. — L'analyse thermique différentielle de la sidérite..... | 234 |
| Lévy, C. et Picot, P. — Nouvelles données sur les composés iridium-osmium. Existence de l'osmium natif..... | 312 | | |
| Maurel, P. et Ruppli, C. — Contribution aux méthodes de dosage du cobalt, du cuivre, | | | |

Table des extraits bibliographiques

| | |
|---|-------|
| Barraud, J. — Principes de radiocristallographie. Identification des corps et détermination de leur structure par la diffraction des rayons X..... | 211 |
| Bloss, F. D. — An introduction to the methods of optical crystallography..... | 414 |
| Brandenberger, E. et Epprecht, W. — Röntgenographische Chemie..... | 110 |
| Buerger, M. J. — Crystal-structure analysis. | 413 |
| Clark, G. L. — Les rayons X et leurs applications..... | 211 |
| Engelhardt, W. v. — Der Porenraum der Sedimente..... | 110 |
| Engström, A., Cosslett, V. et Pattee, H. — X-ray microscopy and X-ray microanalysis | 416 |
| Hague, B. — Introduction à l'analyse vectorielle à l'usage des physiciens et des ingénieurs..... | 335 |
| Kleber, W. — Angewandte Gitterphysik.... | 414 |
| Kohn, J. A., Nye, W. F. et Gaulé, G. K. — Boron, synthesis, structure and properties. | 211 |
| Lazarenko, E. K. — Cours de Minéralogie, I et II..... | 111 |
| Maucher, A. et Rehwald, G. — Bild Kartei der Erzmikroskopie..... | 412 |
| Nyburg, S. C. — X-ray analysis of organic structures..... | 415 |
| Nye, J. F. — Propriétés physiques des cristaux. Leur représentation par des tenseurs et des matrices..... | 335 |
| Orcel, J. — Mesures et contrôle : extrait de la Collection Technique de l'Ingénieur, concernant les caractères optiques des cristaux | XXXIX |
| Pascal, P. — Nouveau traité de chimie minérale, t. XIII..... | 335 |
| t. XV..... | 412 |
| Sandrée, A. — Contribution à la lithologie de la côte nord de la Bretagne..... | XXV |
| Shubnikov, A. V. — Principles of optical crystallography..... | XXV |
| Suchet, J. P. — Chimie physique des semiconducteurs..... | 415 |
| Taylor, A. — X-ray metallography..... | 334 |
| Anonyme. — Guide géologique de la Haute-Vienne | XL |

Table des matières

ABRÉVIATIONS UTILISÉES DANS LA TABLE :

| | | | | | |
|------------------|----------------------|------------------|----------------------------|------------------|---------------------|
| <i>An.</i> | Analyse. | <i>Électron.</i> | Électronique. | <i>Not.</i> | Notice. |
| <i>App.</i> | Appareil. | <i>Épit.</i> | Épitaxie. | <i>Nouv.</i> | Nouveau. |
| <i>Chim.</i> | Chimie, chimique. | <i>Esp.</i> | Espèce. | <i>Opt.</i> | Optique. |
| <i>C. N.</i> | Courte note. | <i>Ét.</i> | Étude. | <i>Prés.</i> | Présentation. |
| <i>Crist.</i> | Cristal, cristallin. | <i>Géochim.</i> | Géochimique. | <i>Prop.</i> | Propriétés. |
| <i>Cristall.</i> | Cristallographique. | <i>Gis.</i> | Gisement. | <i>Radioact.</i> | Radioactivité. |
| <i>Défin.</i> | Définition. | <i>Magn.</i> | Magnétisme, magnétique. | <i>Struct.</i> | Structure. |
| <i>Déshyd.</i> | Déshydratation. | <i>Mes.</i> | Mesure. | <i>Syn.</i> | Synonyme. |
| <i>Dét.</i> | Détermination. | <i>Méth.</i> | Méthode. | <i>Synt.</i> | Synthèse. |
| <i>Diag.</i> | Diagramme. | <i>Micr.</i> | Microscope, microscopique. | <i>Temp.</i> | Température. |
| <i>Différ.</i> | Différentielle. | <i>Min.</i> | Minéral. | <i>Théor.</i> | Théorie, théorique. |
| <i>Diffr.</i> | Diffraction. | <i>Minér.</i> | Minéralogique. | <i>Therm.</i> | Thermique. |
| <i>Discr.</i> | Discrédité. | <i>Nécr.</i> | Nécrologique. | <i>Uranif.</i> | Uranifère. |
| <i>Don.</i> | Donnée. | | | <i>X</i> | Rayons X. |
| <i>Éch.</i> | Échantillon. | | | | |

A

| | |
|---|------------|
| Acridine III. — <i>Agitation therm.</i> (AMOROS, J. L., DE ACHA, A. et CANUT, M. L.)..... | 40 |
| Agitation thermique. — <i>Dans les crist. moléculaires : la diffusion des X par l'acridine III</i> (AMOROS, J. L., DE ACHA, A. et CANUT, M. L.)..... | 40 |
| Aidylrite. — <i>Min. nouv.</i> | 405 |
| Albite. — <i>Dét. au moyen des sections perpendiculaires à g 1(010)</i> (BORDET, P.).... | xxvii, 203 |
| Allotropie. — <i>Des oxydes de dysprosium et de gadolinium</i> (C. N.) (PEREZ Y JORBA, M., QUEYROUX, F. et COLLONGUES, R.)..... | 401 |
| Amphibolite (à olivine). — <i>(Cap de Bouirex, massif de la forêt de Castillon, Ariège). Ét. minér. et chim.</i> (RAVIER, J. et THIÉBAUT, J.) | 238 |
| Analyse spectrochimique. — <i>Des min. en atmosphère contrôlée</i> (GABIS, V.)..... | 273 |
| Anatase. — <i>Authigenèse dans les sédiments</i> (YAPAUDJIAN, L.)..... | xxxvii |
| Andésine. — <i>Dét. au moyen des sections perpendiculaires à g 1(010)</i> (BORDET, P.). | xxvii, 203 |
| Argiles. (Massif armoricain). <i>Ét. minér.</i> (CHOUX, J.)..... | xxxiv, 241 |
| Argiles. — <i>(Environs d'Amélie-les-Bains). Ét. minér.</i> (C. N.) (ROMERO, A., RUPPLI, C. et SABATIER, G.)..... | 404 |
| Argile (à montmorillonite). — <i>(Chios, Grèce). Ét. minér. et chim.</i> (ANDRONOPOULOS, B.).. | 385 |

B

| | |
|--|------|
| Bafertisite. — <i>Min. nouv.</i> | 405 |
| Barytine. — <i>(Meyrignac-de-Bar). Prés. éch.</i> (GUILLEMINE, C.)..... | xlII |

| | |
|--|-----------|
| Basalte. — <i>Solubilité dans l'eau à haute temp.</i> (IIZAMA, J. T.)..... | 128 |
| Bastnaésite-vatérite. — <i>Prop. opt. de la série</i> (DONNAY, J. D. H. et DONNAY, G.). | xxxii, 25 |
| Batisite. — <i>Min. nouv.</i> | 330 |
| Bergenite. — <i>Min. nouv.</i> | 205 |
| Berillosodalite. — <i>Min. nouv.</i> | 205 |
| Blende. — <i>(Mines de Huaron, Pérou). Prés. éch.</i> (DÉRIBÉRÉ, M.)..... | xxvi |
| Boltwoodite. — <i>Nouv. don.</i> | 332 |
| Bretagne. — <i>C. R. d'excursion</i> (LE BAIL, F.). | 214 |

C

| | |
|--|--------|
| Calciostrontianite. — <i>Nouv. don.</i> | 108 |
| Cassitérite. — <i>Prés. de photographies d'éch. provenant des Greisens stannifères des Pegmatites de Kirengo, région de Katumba, Ruanda</i> (GUILLEMINE, C.)..... | xxxI |
| Calculateur électronique CAB 500. — <i>Utilisation pour les calculs cristall.</i> (LAURENT, A., RÉRAT, B. et C.)..... | 230 |
| Cassitérite zonée. — <i>An. à l'aide de la sonde de Castaing</i> (C. N.) (BAHEZRE, C., CAPITANT, M. et PHAN KIEU DUONG)..... | 321 |
| Catapléite. — <i>Synt.</i> (CHRISTOPHE-MICHEL-LÉVY, M.)..... | 265 |
| Chalcolite. — <i>(Aveyron). Prés. éch.</i> (GEFROY, J. et TOYER, M.)..... | xxxvii |
| Chalcopyrite. — <i>Variations de la composition par apports d'étain, d'argent ou de fer</i> (PROUVOST, J.)..... | xl |
| Chenevixite. — <i>Présence au Hoggar</i> (C. N.) (PIERROT, R. et WALTER, J.)..... | 325 |
| Chevenard, Pierre. — (1888-1960). <i>Not. nécr.</i> (CHAUDRON, G.)..... | 1 |
| Chlorite. — <i>Ét. de filons de la côte nord de la</i> | |

| | |
|--|-------|
| Bretagne (CAILLÈRE, S., ORCEL, J. et SANDREA, A.)..... | XXXV |
| Chromite. — Association avec magnétite et pentlandite dans quelques gîtes de fer en Grèce (ANDRONOPOULOS, B.)..... | 345 |
| Chukrovite. — <i>Min. nouv.</i> | 206 |
| Cinétique chimique. — Méth. d'an. structurale des phases solides (OBERLIN, M.)..... | XLIII |
| Cobalt. — Dosage par spectrographie dans l'arc et colorimétrie dans les roches silicatées (MAUREL, P. et RUPPLI, C.)..... | 363 |
| Cornubite. — (Cap Garonne, Var). Ét. minér. (C. N.) (LAURENT, Y. et PIERROT)..... | 318 |
| Cuivre. — Dosage par spectrographie dans l'arc et colorimétrie dans les roches silicatées (MAUREL, P. et RUPPLI, C.)..... | 363 |
| Cuivre (minerais). — (Baytché-Bagh, Iran). Composition minér. et paragenèse (BARIAND, P.)..... | XLI |
| Cryptomélane. — <i>Nouv. don.</i> | 108 |

D-E

| | |
|--|---------|
| Danburite. — (Mine La Bofa, Charcas, province de Potosi, Mexique). Prés. éch. (GUILLEMIN, C.)..... | XLII |
| Delatorreite. — <i>Syn. todorokite</i> | 210 |
| Deltaite. — <i>Syn. crandallite + hydroxylapatite</i> | 109 |
| Devillite. — (Corse). Ét. minér. (C. N.) (PIERROT, R. et SAINFELD, P.)..... | 90 |
| Deweylite. — <i>Nouv. don.</i> | 332 |
| Diffraction. — Ét. des profils des raies (AUTHIER, A.)..... | 51, 115 |
| Dixeyite. — <i>Min. nouv.</i> | 330 |
| Documentation. — Prés. d'une nouv. forme du Bulletin Signalétique (GARRIDO, J.)... | XXXII |
| Doloresite. — <i>Nouv. don.</i> | 209 |
| Eaux thermales. (Région de Lamalou et Bédarieux, Hérault). Ét. de la radioactivité (GELIN, M. et URBAIN, P.)..... | 194 |
| Elpidite. — (Synt.) (CHRISTOPHE-MICHEL-LÉVY, M.)..... | 265 |
| Enargite. — (Mines de Huaron, Pérou). Prés. éch. (DÉRIBÉRE, M.)..... | XXVI |
| Enargite. — Association avec la pechblende de La Crouzille, Haute-Vienne (GEFFROY, J. et LISSILOUR, J.)..... | XLI |
| Epididymite. — Ét. minér. (C. N.) (CHRISTOPHE-MICHEL-LÉVY, M.)..... | 320 |
| Eudialyte. — Synt. (CHRISTOPHE-MICHEL-LÉVY, M.)..... | 265 |

F-G

| | |
|---|-----------|
| Facteurs de structure. — Enregistrement de leur variation en fonction des coordonnées atomiques (C. N.) (TSOUCARIS, G.)..... | 323 |
| Fer (minéral). — (Martigné-Ferchaud, Ille-et-Vilaine). Ét. pétrogr. et minér. (CHAUVÉL, J. J.)..... | XXXV, 270 |
| Fersmite. — <i>Nouv. don.</i> | 108 |
| Fleischerite. — <i>Min. nouv.</i> | 206 |
| Fluorescence. — D'éléments biologiques dans les minéraux (DÉRIBÉRE, M.)..... | XXVI, 94 |
| Frankelite. — <i>Struct. crist.</i> (COULON, M., HEITZ, F. et LE BIHAN, M. Th.)..... | 350 |
| Freudenbergite. — <i>Min. nouv.</i> | 405 |

| | |
|---|------------|
| Galène. — (Mines de Huaron, Pérou). Prés. éch. (DÉRIBÉRE, M.)..... | XXVI |
| Gallium. — <i>Struct. crist. d'une phase instable à la pression atmosphérique</i> (CURIEN, H., DEFRAIN, A. et RIMSKY, A.)..... | XXVII, 260 |
| Geversite. — <i>Min. nouv.</i> | 406 |
| Gioberite. — (Autriche). Prés. éch. (JOURDAIN, A.)..... | XXV |
| Gouréite. — <i>Syn. narsarsukite</i> (JÉRÉMEINE, E. et CHRISTOPHE-MICHEL-LÉVY, M.)..... | 191 |
| Granite Rapakivi. — Sur l'origine (GOŇI, J.)... | XXXI |
| Guerinite. — <i>Min. nouv.</i> | 331 |

H-I-J-K

| | |
|--|--------|
| Haggite. — <i>Nouv. don.</i> | 209 |
| Hambergite. — <i>Nouv. don.</i> | 108 |
| Ikunolite. — <i>Min. nouv.</i> | 207 |
| Ilménite. — (Sud-est de Madagascar et Sénégal). Ét. minér. (BOLFA, J., CHEVALLIER, R., DE LA ROCHE, H. et KERN, R.)..... | 33 |
| Ilménite. — (Vohibarikia, Madagascar). Nature minér. des exsolutions (C. N.) (BOLFA, J., DE LA ROCHE, H., KERN, R., CAPITANT, M. et PHAN, K. D.)..... | 400 |
| Indices de réfraction. — Dét. graphique (C. N.) (SAUCIER, H.)..... | 199 |
| Indices de réfraction. — Dét. graphique dans un crist. biaxe (C. N.) (SABATIER, G.)..... | 403 |
| Isotopes radioactifs. — Ét. systématique de la répartition et de la migration des isotopes radioactifs dans divers phénomènes géochim. (COULOMB, R. et GOLDSZTEIN, M.)..... | XXVIII |
| Itoite. — <i>Min. nouv.</i> | 207 |
| Jamesonite bismuthifère. — <i>Nouv. don.</i> | 209 |
| Karnasurtite. — <i>Min. nouv.</i> | 406 |
| Karrooite. — <i>Min. nouv.</i> | 331 |
| Kennedyite. — <i>Min. nouv.</i> | 331 |
| Kimzeyite. — <i>Nouv. don.</i> | 108 |
| Kolbeckite. — <i>Nouv. don.</i> | 108 |

L-M

| | |
|--|--------|
| Laitakarite. — <i>Min. nouv.</i> | 407 |
| Larderellite. — <i>Nouv. don.</i> | 108 |
| Lazarevicite. — <i>Min. nouv.</i> | 106 |
| Loellingite. — <i>Nouv. don.</i> | 209 |
| Lithium (fluorure de). — Ét. radiocristall. de l'effet des neutrons sur les monocristaux (DUBOIS, M. et TOURNARIE, M.)..... | 353 |
| Lueshite. — <i>Min. nouv.</i> | 407 |
| Macgovernite. — <i>Nouv. don.</i> | 108 |
| Mackayite. — (Moctezuma, État de Sonora, Mexique). Prés. éch. (GUILLEMIN, C.)... | XLII |
| Macles de croissance. — Formation (KERN, R.)... | 292 |
| Magnétite. — Association avec chromite et pentlandite dans quelques gîtes de fer en Grèce (ANDRONOPOULOS, B.)..... | 345 |
| Malachite. — (Aveyron). Prés. éch. (GEFFROY, J. et TOYER, M.)..... | XXXVII |
| Matériaux fortement radioactifs. — Ét. cristall. (BLOCH, J.)..... | 281 |
| Micaschistes. — (Bretagne méridionale). Principales associations min. (COGNÉ, J.)..... | 222 |
| Micropertithes. — (Canigou, Pyrénées Orientales). Ét. minér. (GUITARD, G.)..... | 92 |
| Microscope électronique. — Application à | |

| | | | |
|---|-------------|---|------------|
| <i>l'ét. des pores intra et intercrystallins</i> (DEICHA, G., SELLA, C. et CHAPEROT, D.).... | XLI | Parabromophénylsuccinimide. — <i>Application de la méth. des moindres carrés à la dét. des coordonnées z_n de la struct.</i> (TSOUCARIS, G.)..... | XLIII, 376 |
| Microscope polarisant. — <i>Dispositif monoculaire permettant l'examen simultané en lumière parallèle et en lumière convergente</i> (C. N.) (BORDET, P.)..... | XXVIII, 200 | Paratellurite. — <i>Min. nouv.</i> | 208 |
| Microscope polarisant. — <i>Dispositif simple permettant l'examen de grains cristallins en lumière réfléchie, transmise, polarisée ou non</i> (BORDET, P.)..... | XXVIII | Paratellurite. — (Moctezuma, État de Sonora, Mexique). <i>Prés. éch.</i> (GUILLEMIN, C.).... | XLII |
| Moindres carrés (méthode des). — <i>Application à la dét. des coordonnées atomiques z_n dans la struct. du parabromophénylsuccinimide</i> (TSOUCARIS, G.)..... | 376 | Patterson. — <i>Diag. théor. tridimensionnels de struct. contenant deux atomes par unité asymétrique</i> (RÉRAT, B. et C.)..... | 388 |
| Mont-Dore. — <i>Ét. minér. et pétrogr. des roches volcaniques du Massif du Mont-Dore, Auvergne</i> (BROUSSE, R.)..... | 131, 245 | Pegmatites. — (Naipa, Alto Ligonha, Mozambique). <i>Ét. minér.</i> (GOÑI, J.)..... | XXXVII |
| Morphologie. — <i>Extension de la théor. des formes crist. et de la morphologie des macles</i> (CHAFRANOVSKI, I.)..... | 20 | Pentlandite. — <i>Association avec magnétite et chromite dans quelques gîtes de fer en Grèce</i> (ANDRONOPOULOS, B.)..... | 345 |
| Mozambikite. — <i>Min. nouv.</i> | 208 | Perite. — <i>Min. nouv.</i> | 332 |
| N-O | | Phénacite (composés du type). — <i>Ét. cristall.</i> (C. N.) (DURIF, A.)..... | 322 |
| Nakaseite. — <i>Min. nouv.</i> | 208 | Phénanthrène. — <i>Prop. électriques et opt.</i> (GAY, J., KARA, R. et MATHIEU, J. P.).... | 187 |
| Namaqualite. — <i>Syn. cyanotrichite</i> | 333 | Picropharmacolite. — <i>Nouv. don.</i> (PIERROT, R.)..... | XLIII, 391 |
| Narsarsukite. — <i>Ét. minér. et nouv. don.</i> (JÉRÉMINE, E. et CHRISTOPHE-MICHEL-LÉVY, M.)..... | 191 | Planchéite. — <i>Nouv. don.</i> (GUILLEMIN, C. et PIERROT, R.)..... | XL, 276 |
| Neighborite. — <i>Min. nouv.</i> | 408 | Plattnérite. — (Iran). <i>Prés. éch.</i> (BARIAND, P.).... | XXXIX |
| Nickel. — <i>Dosage par spectrographie dans l'arc et colorimétrie dans les roches silicatées</i> (MAUREL, P. et RUPPLI, C.)..... | 363 | Potarite. — <i>Nouv. don.</i> | 109 |
| Nickel (arséniure). — <i>Ét. minér.</i> (CAILLÈRE, S., AVIAS, J. et FALGUEIRETTES, J.).... | 9 | Psilomélane. — <i>Nouv. don.</i> | 410 |
| Nickel (hydroxyde). — <i>Min. nouv.</i> | 106 | Publication des articles scientifiques. — <i>Rédaction, prés. des mémoires et recommandations aux auteurs</i> | II 2 |
| Nomenclature minéralogique. — <i>Décisions de la Commission des nouv. min. et des noms de min. de l'Association Internationale de Minéralogie</i> (HEY, H., GUILLEMIN, C., PERMINGEAT, F. et DE ROEVER, J. P.).... | 96 | Pyrite. — (Mines de Huaron, Pérou). <i>Prés. éch.</i> (DÉRIBÉF, M.)..... | XXVI |
| Norsethite. — <i>Nouv. don.</i> | 410 | Pyrochlore-microlite. — <i>Sur un terme plombifère du groupe</i> (SAFIANNIKOFF, A., et VAN WAMBEKE, L.)..... | 382 |
| Oligoclase. — <i>Dét. au moyen des sections perpendiculaires à g_1 (010)</i> (BORDET, P.).... | XXVII, 203 | Pyromorphite. — (Vezis, Aveyron). <i>Préc. éch.</i> (GUILLEMIN, C.)..... | XLII |
| Olivénite-adamite. — <i>Nouv. don.</i> | 109 | Potassium (sulfate). — <i>Ét. diffractométrique</i> (BERNARD, M. et HOCART, R.)..... | 396 |
| Opale. — (Quincy, Cher). <i>Prés. éch.</i> (GUILLEMIN, C.)..... | XLII | Q-R | |
| Orcélite. — <i>Ét. minér.</i> (CAILLÈRE, S., AVIAS, J. et FALGUEIRETTES, J.)..... | 9 | Quartz. — <i>Ét. de filons de la côte nord de la Bretagne</i> (CAILLÈRE, S., ORCEL, J. et SANDREA, A.)..... | XXXV |
| Oregonite. — <i>Min. nouv.</i> | 207 | Quartz citrine. — (Brésil). <i>Prés. éch.</i> (GUILLEMIN, C.)..... | XLIII |
| Orpiment. — (Mine de Zarechouran, Iran). <i>Prés. éch.</i> (BARIAND, P.)..... | XXXVI | Radioactivité. — <i>Des eaux thermales et des roches de la région de Lamalou et de Bédarieux, Hérault</i> (URBAIN, P. et GESLIN, M.).... | XXVI |
| Orthopinakiolite. — <i>Min. nouv.</i> | 332 | Radioactivité. — <i>Des laves de la chaîne des Puys</i> (GOLDSZTEIN, M. et GUILLERMO, S.).... | 6 |
| Orthose. — (Raon-l'Étape, Vosges). <i>Combinaisons des macles Manebach-Baveno</i> (NICOLAS, A.)..... | 287 | Rammelsbergite. — <i>Nouv. don.</i> | 209 |
| Osmium-iridium. — <i>Nouv. don.</i> (LÉVY, C. et PICOT, P.)..... | XXXVII, 312 | Ranquillite. — <i>Min. nouv.</i> | 106 |
| Osmium natif. — <i>Nouv. don.</i> (LÉVY, C. et PICOT, P.)..... | XXXVII, 312 | Redledgeite. — <i>Min. nouv.</i> | 408 |
| P | | Rezhikite. — <i>Min. nouv.</i> | 408 |
| Palygorskite. — <i>Genèse dans un calcaire dolomitique</i> (C. N.) (DEMANGEON, P. et SALVAYRE, H.)..... | 201 | Roches malgachitiques. — (Région de Lamastre, Ardèche, Massif central français). <i>Ét. minér.</i> (DIDIER, J.)..... | 2 |
| | | Roches volcaniques. — (Massif du Mont-Dore, Auvergne). <i>Ét. minér. et pétrogr.</i> (BROUSSE, R.)..... | 131, 245 |
| | | Rowlandite. — <i>Nouv. don.</i> | 411 |
| | | Rozenite. — <i>Min. nouv.</i> | 408 |
| | | Rusacovite. — <i>Min. nouv.</i> | 107 |

S

| | |
|---|---------|
| Safflorite. — <i>Nouv. don.</i> | 209 |
| Sakharovaité. — <i>Nouv. don.</i> | 209 |
| Schistes cristallins. — (Coray, Finistère). <i>C. R. excursion Bretagne</i> (LE BAIL, F.)..... | 214 |
| Schistes métamorphiques. — (Ile de Groix et Etang des Salles). <i>C. R. excursion Bretagne</i> (LE BAIL, F.)..... | 218 |
| Schoderite. — <i>Min. nouv.</i> | 107 |
| Serpentines. — (Baie d'Audierne). <i>C. R. excursion Bretagne</i> (LE BAIL, F.)..... | 214 |
| Shattuckite. — <i>Nouv. don.</i> | 109 |
| Schattuckite. — <i>Syn. planchéite</i> (GUILLEMINE, C. et PIERROT, R.)..... | 270 |
| Sheyvardagh (Massif du). — (Azerbaïdjan, Iran). <i>Nouv. minéralisation</i> (C. N.) (BARIAND, P., ZIEGLER, V., ISSAKHANIAN, V. et VASSIGH, H.)..... | 326 |
| Sidérite. — <i>An. therm. différ.</i> (WARNE, S. St. J.)..... | 234 |
| Silicium. — <i>Ét. de la transmission anormale des X dans les crist. de silicium.</i> I. Cas des crist. parfaits. II. Application aux crist. imparfaits (AUTHIER, A.)..... | 51, 115 |
| Skutterudite. — <i>Nouv. don.</i> | 209 |
| Smaltite-chloanthite. — <i>Nouv. don.</i> | 209 |
| Sokolovite. — <i>Min. nouv.</i> | 409 |
| Solutions solides type Cu₃Au. — <i>Fonction d'ordre à petite distance</i> (PRAT, M. Th. et GAY, R.)..... | 337 |
| Spangolite. — (Corse). <i>Ét. minér.</i> (C. N.) (PIERROT, R. et SAINFELD, P.)..... | 90 |
| Spectromètre γ. — <i>Utilisation dans quelques problèmes de géologie nucléaire</i> (COULOMB, R. et GOLDSSTEIN, M.)..... | 13 |
| Spencite. — <i>Min. nouv.</i> | 409 |
| Sterretite. — <i>Nouv. don.</i> | 109 |
| Strontioborite. — <i>Min. nouv.</i> | 209 |
| Structure cristalline. — <i>Dét. précise de la troisième coordonnée des atomes dans une maille</i> | |

| | |
|--|-------------|
| <i>crist. dans le cas où les deux premières sont connues</i> (TSOUCARIS, G.)..... | XXXVIII, 30 |
| Structure de type Mn₂O₃. — <i>Répartition des lacunes d'oxygène</i> (C. N.) (LEFÈVRE, J., BRAUER, G. et BAERNIGHAUSEN, H.)..... | 328 |

T-U

| | |
|--|------|
| Tacharanite. — <i>Min. nouv.</i> | 409 |
| Takovite. — <i>Min. nouv.</i> | 410 |
| Tellurite. — (Moctezuma, État de Sonora, Mexique). <i>Prés. éch.</i> (GUILLEMINE, C.).... | XLII |
| Todorokite. — <i>Nouv. don.</i> | 209 |
| Uranium. — <i>Minéral du Morbihan, C. R. excursion Bretagne</i> (LE BAIL, F.)..... | 214 |
| Uranium (oxydes hydratés). — <i>Nouv. don.</i> | 109 |
| Ussingite. — <i>Nouv. don.</i> | 210 |

V-W-X-Y-Z

| | |
|---|-------|
| Vanadium. — <i>Dosage par spectrographie dans l'arc et colorimétrie dans les roches silicatées</i> (MAUREL, P. et RUPPLI, C.)..... | 363 |
| Veatchite. — <i>Nouv. don.</i> | 210 |
| p-Veatchite. — <i>Nouv. don.</i> | 210 |
| Vermiculite. — (Decazeville, Aveyron). <i>Ét. minér.</i> (PULOU, R., MONCHOUX, P. et VETTER, P.)..... | 227 |
| Vernadskite. — <i>Syn. antlerite + dolerophanite</i> | 333 |
| Vivianite. — (N'Gaoundere, Cameroun). <i>Prés. éch.</i> (GUILLEMINE, C.)..... | XXXIX |
| Vulcanite. — <i>Min. nouv.</i> | 410 |
| Woodfordite. — <i>Syn. ettringite</i> | 210 |
| Wulfénite. — (M'Fouati, Congo). <i>Prés. éch.</i> (GUILLEMINE, C.)..... | XXXIX |
| Wulfénite uranifère. — <i>Nouv. don.</i> | 109 |
| Zircon. — (Mangoro, Madagascar). <i>Ét. minér.</i> (C. N.) (BRIÈRE, Y. et KURYLENKO, C.).. | 202 |
| Zircon. — <i>Synt.</i> (CHRISTOPHE-MICHEL-LÉVY, M.)..... | 265 |
| Zirconolite. — <i>Nouv. don.</i> | 210 |

DATES DE PUBLICATION

du **Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie :**

N^{os} 1... avril

2... juillet

3... octobre

4... janvier

Le Secrétaire-gérant : A.-J. ROSE.

Société française
de
Minéralogie et de Cristallographie
(Fondée le 21 mars 1878)

RECONNUE COMME ÉTABLISSEMENT D'UTILITÉ PUBLIQUE PAR DÉCRET
DU 2 FÉVRIER 1886

ANNÉE 1960

Membres du Bureau.

| | | |
|---------------------------------|----------------------------------|-------------------------|
| MM. A. GUINIER, Président. | MM. C. GUILLEMIN | } Secrétaires adjoints. |
| L. BARRABÉ | J. PROTAS | |
| M. ORLIAC | H. CURIEN, Trésorier. | |
| A.-J. ROSE, Secrétaire général. | A. RANDOIN, Trésorier honoraire. | |
| | C. KURYLENKO, Archiviste. | |

Membres du Conseil.

| | |
|-----------------|-----------------|
| MM. J. FRIEDEL. | MM. R. BROUSSE. |
| P. LAFFITTE. | P. MÉRIEL. |
| J. NICOLAS. | G. SABATIER. |

Membres du Comité de lecture.

| | |
|------------------|----------------|
| MM. G. CHAUDRON. | MM. R. HOCART. |
| H. CURIEN. | J. ORCEL. |
| E. FRIEDEL. | J. WYART. |

Membres du Comité de nomenclature.

| | |
|-------------------------------|----------------|
| M ^{lle} S. CAILLÈRE. | MM. J. ORCEL. |
| MM. C. GUILLEMIN. | F. PERMINGEAT. |
| R. HOCART. | J. WYART. |

ANCIENS PRÉSIDENTS :

1878 DES CLOIXAUX (A.).
 1879 MALLARD (E.).
 1880 DAMOUR (A.).
 1881 FRIEDEL (CH.).
 1882 DAUBRÉE (A.).
 1883 FOUQUÉ (F.).
 1884 CORNU (A.).
 1885 LAPPARENT (A. DE).
 1886 BERTRAND (EM.).
 1887 JANNETTAZ (E.).
 1888 DUFET (H.).
 1889 DES CLOIXAUX (A.).
 1890 CARNOT (AD.).
 1891 WYROUBOFF (G.).
 1892 MALLARD (E.).
 1893 BOURGEOIS (L.).
 1894 MICHEL-LÉVY (A.).
 1895 LACROIX (A.).
 1896 HAUTEFEUILLE (P.).
 1897 TERMIER (P.).
 1898 LE CHATELIER (H.).
 1899 WALLERANT (FRÉD.).
 1900 HAUTEFEUILLE (P.).
 1901 BERTRAND (EM.).
 1902 WYROUBOFF (G.).
 1903 MICHEL (L.).
 1904 DUFET (H.).

1905 WALLERANT (FRÉD.).
 1906 LAPPARENT (A. DE).
 1907 MOISSAN (H.).
 1908 LACROIX (A.).
 1909 GAUBERT (P.).
 1910 LE CHATELLIER (H.).
 1911 TERMIER (P.).
 1912 GRAMONT (A. DE).
 1913 COPAUX (H.).
 1914 BARDET (G.).
 1915 ARSANDAUX (H.).
 1916 WALLERANT (FRÉD.).
 1917 LACROIX (A.).
 1918 GRAMONT (A. DE).
 1919 MICHEL (L.).
 1920 MOUREU (CH.).
 1921 AZÉMA (Colonel).
 1922 TERMIER (P.).
 1923 CAYEUX (L.).
 1924 MAUGUIN (CH.).
 1925 DELÉPINE (M.).
 1926 GRANDJEAN (F.).
 1927 LACROIX (A.).
 1928 HUBERT (H.).
 1929 ORCEL (J.).
 1930 WALLERANT (F.).
 1931 LACROIX (A.).

1932 VÉSIGNIÉ (Colonel L.).
 1933 GAUDEFROY (Abbé C.).
 1934 GAUBERT (P.).
 1935 MAUGUIN (CH.).
 1936 MICHEL-LÉVY (A.).
 1937 URBAIN (G.).
 1938 GLASSER (E.).
 1939 BLONDEL (F.).
 1940-43 LACROIX (A.).
 1944 FRIEDEL (E.).
 1945 WYART (J.).
 1946 MICHEL-LÉVY (A.).
 1947 PORTEVIN (A.).
 1948 ORCEL (J.).
 1949 CHAUDRON (G.).
 1950 MAUGUIN (CH.).
 1951 BOUBÉE (N.).
 1952 LAVAL (J.).
 1953 CHEVENARD (P.).
 1954 HOCART (R.).
 1955 JOURDAIN (A.).
 1956 CAILLÈRE (M^{lle} S.).
 1957 RAGUIN (E.).
 1958 JUNG (E.).
 1959 OLMER (P.).

LISTE DES MEMBRES

1960

Membre bienfaiteur.

LACROIX (A.)

Membres donateurs.

- 1952 SERVICE DES RECHERCHES ET DU
CONTROLE TECHNIQUES, 3, avenue
de la République, Issy-les-Moulineaux
(Seine).
- 1953 MANUFACTURES DES GLACES ET
PRODUITS CHIMIQUES DE SAINT-
GOBAIN, CHAUNY ET CIREY, 1 bis,
place des Saussaies, Paris, 8^e.
- 1954 CHAMBRE SYNDICALE DE LA SIDÉ-
RURGIE FRANCAISE, 7, rue de Ma-
drid, Paris, 8^e.
- 1954 SOCIÉTÉ KODAK-PATHÉ, Service Do-
cumentation, 30, rue des Vignerons, Vin-
cennes, Seine.

Membres d'honneur décédés.

| | |
|--------------------------------------|-----------------------------|
| MILLER (W. H.). | MASKELYNE (N.-S.). |
| ADAM (GILBERT - Jo- SEPH). | ZIRKEL (FR.). |
| KOBELL (FR. von). | WYROUBOFF (GR.). |
| SMITH (LAWRENCE). | STRUEVER (G.). |
| SELLA (L.). | ROSENBUSCH (H.). |
| RATH (G. von). | FEDOROFF. |
| DOMEYKO (I.). | IDDINGS (JOSEPH-P.). |
| LEUCHTENBERG | PISANI (F.). |
| (S. A. I. le Grand- Duc NIC. DE). | LANG (V. von). |
| KOKSCHAROW(N. DE). | GONNARD (F.). |
| SCACCHI (A.). | TSCHERMAK (G.). |
| SZABO (J.). | GROTH (P.). |
| MARIGNAC (CH. DE). | BECKE (D ^r FR.). |
| DANA (J.-D.). | WALLERANT (FR.). |
| DES CLOIXAUX (A.). | TOPSÉ (D ^r H.). |
| SCHRAUF (A.). | CESARO (G.). |
| FRIEDEL (CH.). | BRÖGGER (W.-C.). |
| RAMMELSBURG (C.). | LACROIX (A.). |
| NORDENSKJOELD | BOLDYREV (A. K.). |
| (A.-E.). | SMIRNOV (S. S.). |
| DAMOUR (A.). | NIGGLI (P.). |
| FOUQUÉ (F.). | SLAVIK (F.). |
| | MAUGUIN (CH.). |

Membres d'honneur.

- 1947 CHOUBNIKOV (A. V.), professeur de
Minéralogie, membre de l'Académie des
Sciences de l'U. R. S. S., Moscou.
- 1950 BRAGG (Sir L.), Cavendish Laboratory,
University of Cambridge (Angleterre).
- 1950 WESTGREN (Arne), prof., K. Vetens-
kapsakademien, Stockholm, 50 (Suède).
- 1950 WYCKOFF (Ralph W. G.), Professor,
Department of Physics, University of
, Arizona, Tucson 25, Arizona (U. S. A.).
- 1953 BUTTGENBACH (H.), professeur émérite
à l'Université de Liège, 129, avenue Ma-
doux, Woluwe-Saint-Pierre (Belgique).
- 1954 LAUE (von Max), professeur, Fritz-Haber-
Institut der Max-Planck-Gesellschaft,
Faradayweg 4, Berlin-Dahlem (Alle-
magne).
- 1955 BROGLIE (Maurice, duc DE), membre
de l'Institut, 29, rue Chateaubriand,
Paris, 8^e.
- 1955 EWALD (Paul, P.), professeur de Phy-
sique, Box 124, Kent, Connecticut U. S. A.).
- 1956 SCHALLER (Waldemar T.), Dr, profes-
seur, United States Department of the
Interior, U. S. Geological Survey,
Washington 25, D. C. (U. S. A.).

Membres perpétuels décédés.

| | |
|----------------------|-------------|
| BERTRAND (Émile). | PUPER (L.). |
| MAUROY (Marquis DE). | |

Morts pour la France (1).

| | |
|----------------|----------------|
| BOUSSAC (J.). | TRONQUOY (R.). |
| ROMEY (A. DE). | |

Membres perpétuels.

- 1888 BIBLIOTHÈQUE de l'Université Libre,
place du Peuple, Louvain (Belgique).
- 1894 SOCIÉTÉ minéralogique de Léninegrad.
- 1894 INSTITUT des Mines de Léninegrad.

(1) Inscrits sur la liste des membres perpétuels par déci-
sion de la Société.

- 1897 SPECULA VATICANA, Castel Gandolfo, Rome (Italie).
- 1910 SOCIÉTÉ espagnole d'Histoire naturelle, Madrid.
- 1919 SOCIÉTÉ minière et métallurgique de Penarroya, 12, place Vendôme, Paris, 1^{er}.
- 1919 BIBLIOTHÈQUE de la Faculté de Pharmacie, 4, avenue de l'Observatoire, Paris, 6^e.
- 1920 INSTITUT minéralogique de l'Université Charles, Albertov 6, Prague (Tchécoslovaquie).
- 1921 INSTITUT minéralogique de l'Université Masaryk, Kounicova 63, Brno (Tchécoslovaquie).
- 1921 BANQUE industrielle de Chine (Services techniques), 74, rue Saint-Lazare, Paris.
- 1949 MUSÉE de la Terre (Muzeum Ziemi), Al. na Skarpie 8, Varsovie (Pologne).
- 1950 LABORATOIRE de Géologie, École Nationale d'Agriculture de Montpellier (Hérault).
- 1951 LABORATOIRE de Géologie du Collège, de France, place Marcellin-Berthelot, Paris, 5^e.

Membres ordinaires (1).

- 1945 AGARD (Jules), ingénieur civil des mines, 5, rue du Beaujolais, Rabat (Maroc).
- 1955 AGENET (Robert), ingénieur E. P. C. I., 516 César Gonzales Street, Hato-Rey, Puerto-Rico.
- 1956 AGRINIER (Henri), agent technique au C. E. A., 113, rue de la Gare, Ville-neuve-le-Roi (S.-et-O.).
- 1960 ALBISSIN (M^{lle} Micheline d'), attachée de recherches, laboratoire de géologie dynamique, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- 1954 ALEXANIAN (Charles), ingénieur en chef des Carburants, 60, avenue d'Iéna, Paris, 16^e.
- 1932 ALLAIN (A.), 17, rue Chaptal, Paris, 9^e.
- 1958 ALLAIS (Gérard), 31, rue de Sillery, Épinay-sur-Orge (S.-et-O.).
- 1947 ALPERN (Boris), ingénieur au Cerchar, 4, rue Taffanel, Verneuil (Oise).
- 1957 ALSAC (Claude), licencié ès sciences, 58, avenue Simon-Bolivar, Paris, 19^e.
- 1934 ^m ANDREW (Gerald), maître de Conférences de Pétrographie et de Minéralogie, 81 Abbeville Road, Clapham Park, Londres, S. W. 4 (Angleterre).
- 1957 ANDRIEUX (Claude), technicien, « Les Mondoux », impasse Laceuille, Périgueux (Dordogne).
- 1959 ARBEY (François), assistant à la Faculté des Sciences, 6, rue Herschel, Paris, 6^e.
- 1958 ARRIBAS (Antonio), ingénieur géologue, rua Maldonado, 20, Madrid (Espagne).
- 1939 ARTIGAS (F.), docteur ès sciences, agrégé de l'Université, 23, rue des Fossés-Saint-Jacques, Paris, 5^e.
- 1959 ASLANER (Mustapha) licencié ès sciences, géologue à l'Institut de Recherches et d'Études minières de Turquie, laboratoire de géologie appliquée, 191, rue Saint-Jacques, Paris, 5^e.
- 1958 ATGER (Michel), géologue, 102, boulevard Arago, Paris, 14^e.
- 1940 AUBERT (Georges), membre de l'Académie d'Agriculture, chef du Service des Sols de l'O. R. S. T. O. M., 71, avenue de Breteuil, Paris, 15^e.
- 1953 AUBERT (Guy), ingénieur géologue au B. R. G. M., 59, rue Bonaparte, Paris, 6^e.
- 1954 AUTHIER (André et M^{me} Françoise), Laboratoire de Minéralogie-Cristallographie, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- 1956 AYAN (Mehmet), licencié ès sciences, M. T. A, Enstitüsü, Ankara, Turquie.
- 1959 BABKINE (Jean), licencié ès sciences, 91, rue Olivier-de-Serres, Paris, 15^e.
- 1954 BAGUETTE (Albert), ingénieur civil des Mines de Liège, 7, rue Lyautey, Paris, 16^e.
- 1948 BAILLY (Paul, Alain), ingénieur géologue, 32, quai de Béthune, Paris, 4^e.
- 1954 BALCONI (Mosé), professeur, Istituto di Mineralogia dell'Università, Via Taramelli 16, Pavia (Italie).
- 1955 BARBE (Marcel, Émile), professeur, Lycée de Saint-Dié (Vosges).
- 1955 BARIAND (Pierre), 40, rue François-I^{er}, Paris, 1^{er}.
- 1937 BARILLET (F.), ingénieur chimiste, 45, avenue Gambetta, Clichy.
- 1938 BARRABÉ (Louis), professeur à la Faculté des Sciences, 45, rue d'Ulm, Paris, 5^e.
- 1942 BARRAUD (Jean), maître de recherches au C.N.R.S., 5, rue Herschel, Paris, 6^e.
- 1954 BARRÈRE (Gilbert), assistant à la Faculté des Sciences, 73, rue Saint-Jacques, Paris, 5^e.
- 1905 ^m BARTHOUX (J.), docteur ès sciences, Laboratoire de Minéralogie du Muséum, 61, rue Buffon, Paris, 5^e.
- 1947 BASTIEN (Paul), professeur à l'École Centrale, 85, avenue Bosquet, Paris, 7^e.
- 1959 BEAU (M^{lle} Brigitte), physicienne, Laboratoire de cristallographie appliquée 1, place Aristide-Briand, Bellevue (S.-et-O.).
- 1955 BEAUDOUIN (Paul), ingénieur E.P.C.I., 1, rue Rataud, Paris, 5^e.
- 1958 BEAUMONT (Claude), ingénieur des Mines, directeur scientifique du B. R. G. M., 74, rue de la Fédération, Paris, 15^e.

(1) La lettre *m* indique les membres à vie.

- 1958 BEGUINOT (Jean), ingénieur chimiste au B. R. G. M., 71, rue du Théâtre, Paris, 15^e.
- 1953 BELLAIR (Pierre), 25, rue de l'Yser, Sceaux (Seine).
- 1944 BENARD (Jacques), professeur à la Faculté des Sciences, 11, rue Pierre-Curie, Paris, 5^e.
- 1960 BERGÉ (Pierre), ingénieur, C. E. N. Saclay, boîte postale n° 2, Gif-sur-Yvette, (S.-et-O.).
- 1958 BERNARD (Maurice), ingénieur au C. N. E. T., 56, avenue V.-Cresson, Issy-les-Moulineaux (Seine).
- 1949 BERTAUT (Erwin), chef de travaux, directeur de recherches au C. N. R. S., Institut Fourier, 1, place du Doyen-Gosse, Grenoble (Isère).
- 1959 BERTHEAU (Jacques), minéralogiste, B. R. G. M., 74, rue de la Fédération, Paris, 15^e.
- 1929 BERTHOIS (Léopold), professeur à l'École Nationale d'Agriculture, 30, quai Saint-Cast, Rennes (I.-et-V.).
- 1928 BESAIRIE (Henri), correspondant de l'Institut, chef du Service Géologique de Madagascar, B. P. 322, Tananarive (Madagascar).
- 1915 BIBLIOTHÈQUE de l'Institut minéralogique et pétrographique de l'École polytechnique fédérale de Zurich (Suisse).
- 1918 BIBLIOTHÈQUE de l'Université de Caen.
- 1920 BIBLIOTHÈQUE de l'Université de Toronto (Canada).
- 1933 BIBLIOTHÈQUE de l'Université de Lund (Suède).
- 1956 BIBLIOTHÈQUE, Amt für Bodenforschung, 72, Wiesenstrasse, Hanovre, (Allemagne).
- 1959 BIBLIOTHÈQUE municipale, 6, place de l'Ancienne Comédie, Limoges (Haute-Vienne).
- 1959 BILLARD (Jean), attaché de recherches, 38, rue de la Glacière, Paris, 13^e.
- 1955 BLANC (Jean, Joseph), chargé de recherches au C. N. R. S., chargé de conférences d'océanographie à la Faculté des sciences de Marseille, 109, boulevard Notre-Dame, Marseille, 6^e (Bouches-du-Rhône).
- 1955 BLANDIN (Jean), maître de recherches, 13, rue Julien-Périn, Antony (Seine).
- 1956 BLOCH (Jean-Michel), professeur à la Faculté de Pharmacie, 5, rue Albert-Lebrun, boîte postale 403, Nancy (M.-et-M.).
- 1959 BLOCH (Jean-Paul), agrégé-préparateur à l'E. N. S., 45, rue d'Ulm, Paris, 5^e.
- 1925 *m* BLONDEL (Fernand), ingénieur en chef des mines, 20, rue Monsieur, Paris, 7^e.
- 1952 BLOT (P.), ingénieur chimiste, Laboratoire de Pétrographie, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- 1948 *m* BODU (R.), 12, rue Victor-Hugo, Poitiers (Vienne).
- 1957 BOILLET (Pierre), 22, rue de la Harpe, Paris, 5^e.
- 1958 BOISSONNAS (Jean), géologue, 7, rue de Chaillot, Paris, 16^e.
- 1942 *m* BOLFA (Joseph), professeur de Minéralogie à la Faculté des Sciences, Institut de Minéralogie, 4, avenue Heydenreich, Nancy (M.-et-M.).
- 1951 BOLZE (Jean), licencié ès sciences, 28, rue Félicien-David, Paris, 16^e.
- 1944 BORDET (abbé Pierre), professeur, 7, avenue de Ségur, Paris, 7^e.
- 1955 BORY (Philippe), ingénieur pétrographe au C. E. A., 3, rue Gounod, Paris, 17^e.
- 1945 BOTTIER (Raymond), 12, square Montsouris, Paris, 14^e.
- 1921 BOUBÉE (Nérée), licencié ès sciences, 3, place Saint-André-des-Arts, Paris, 6^e.
- 1928 *m* BOUHET (Charles), professeur à la Faculté des Sciences, 32, rue de l'Université, Montpellier (Hérault).
- 1959 BOUHOT (Gérard), professeur de Sciences Naturelles, 35, avenue du Général-Sarrail, Paris, 16^e.
- 1953 BOULADON (Jean), ingénieur géologue, 101, rue de Longchamp, Neuilly-sur-Seine (Seine).
- 1952 BOULANGER (Jacques), ingénieur docteur, boîte postale 1399, Tananarive (Madagascar).
- 1923 *m* BOURRET (René), professeur honoraire, 4, rue Héliot, Toulouse (H.-G.).
- 1953 BOURRIEAU (Pierre), 16 *bis*, boulevard de la Liberté, Lodèves (Hérault).
- 1956 BOUTILLIER (André), maître de conférences, Laboratoire de Minéralogie, 16, quai Claude-Bernard, Lyon (Rh.).
- 1950 BRANCHE (G.), ingénieur minéralogiste au C. E. A., 13, rue du Panorama, Fontenay-aux-Roses (Seine).
- 1938 BRASSEUR (H.), professeur à l'Université de Liège, 48, rue du Calvaire, Liège (Belgique).
- 1950 *m* BRENET (Jean-Paul), professeur à l'Institut de Chimie, 2, rue Goethe, Strasbourg (Bas-Rhin).
- 1917 BRIÈRE (M^{lle} Y.), docteur ès sciences, 2 *ter*, boulevard de l'Ouest, Le Raincy (Seine-et-Oise).
- 1958 BRILLANCEAU (A.), assistant, Laboratoire de Géologie, rue de l'Université, Poitiers (Vienne).
- 1950 *m* BRINDLEY (G. W.), Research professor of Mineral sciences, Pennsylvania State University, State College, Pennsylvania (U. S. A.).

- 1947 BRITISH MUSEUM (Natural History), Cromwell Road, London, S. W. 7 (Angleterre).
- 1952 BROCH (Olaf, Anton), Norges geologiske undersökelse, Josefinesgt. 34, Oslo (Norvège).
- 1956 BROUSSE (Robert), assistant, Laboratoire de Pétrographie, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- 1932 BUREAU d'Études Géologiques et Minières Coloniales, 18, rue Léonard-de-Vinci, Paris, 16^e.
- 1957 BURGEAT (Jacques), 58, rue Abbé-Carton, Paris, 14^e.
- 1958 BURNOL (Lucien), ingénieur géologue, 39, rue de Lourmel, Paris, 15^e.
- 1927 *m* BURRI (Conrad), professeur ordinaire de Minéralogie et de Pétrographie à l'École Polytechnique fédérale et à l'Université de Zurich, Sonneggstrasse 5, Zurich 6 (Suisse).
- 1930 *m* CAILLÈRE (M^{lle} Simonne), docteur ès sciences, sous-directeur du laboratoire de Minéralogie au Muséum national d'Histoire naturelle, 61, rue de Buffon, Paris, 5^e.
- 1920 *m* CANAC (François), directeur du Centre de Recherches Scientifiques, Industrielles et Maritimes, 66, rue Saint-Sébastien, Marseille (B.-du-R.).
- 1941 *m* CANAL (Paul), ingénieur E. N. S. P., 3, rue d'Anjou, Versailles (S.-et-O.).
- 1957 CANCE (Étienne), ingénieur civil des Mines, 2, rue Gervex, Paris, 17^e.
- 1941 *m* CANDEL-VILLA (Raphaël), docteur ès sciences, Calle del Milanesado 29, 1^o Barcelone (Espagne).
- 1937 *m* CAPDECOMME (L.), professeur de Minéralogie, Laboratoire de Minéralogie de la Faculté des Sciences de Toulouse (Haute-Garonne).
- 1958 CAPELLA (L.), collaborateur technique C. N. R. S., Laboratoire de Minéralogie-Cristallographie, Faculté des Sciences, 2, rue Michelet, Alger (Algérie).
- 1957 CAPITANT (Mathieu), ingénieur, 8, square Latour-Maubourg, Paris, 7^e.
- 1949 *m* CARDOSO (G. M.), professeur de Minéralogie, Université de Madrid, Museo nacional de ciencias naturales, Paseo de la Castellana, Madrid (Espagne).
- 1959 CARIC (Slobodan), assistant, Filozofski Fakultet, 1, rue Njegoseva, Novi Sad (Yougoslavie).
- 1955 CARRAT (Henri), ingénieur géologue, D. R. E. M., C. E. N., boîte postale n° 6, Fontenay-aux-Roses (Seine).
- 1945 CARRETTE (Georges), ingénieur civil des Mines, 164, rue du Faubourg-Saint-Honoré, Paris, 8^e.
- 1959 CARTZ (Louis), Dr, cristallographe, 5, rue Honoré-Chevalier, Paris, 6^e.
- 1948 *m* CASTERAN (Jean), ingénieur des Mines, directeur S. A. R. E. M. C. O., Ouadda (Oubangui).
- 1928 CASTRO BAREA (P. DE), professeur de Géologie à l'Université de Séville (Espagne).
- 1957 CATICHA-ELLIS (Stephanson), chef du Laboratoire de diffraction des rayons X, Instituto de física, Facultad de Ingenieria, Herrera y Reissig 565, Montevideo, Uruguay.
- 1950 CAUCHOIS (M^{lle} Yvette), professeur à la Faculté des Sciences, 11, rue Pierre-Curie, Paris, 5^e.
- 1950 CENTRE D'ÉTUDES de Chimie métallurgique 15, rue Georges-Urbain, Vitry-sur-Seine (Seine).
- 1955 CENTRE DE RECHERCHES DES GLACIERIES, Compagnie Saint-Gobain 52, boulevard de la Villette, Paris, 10^e.
- 1958 CHAMPIER (Georges), docteur ès sciences, chef de travaux, 15, place Carnot, Nancy (M.-et-M.).
- 1949 CHAPELLE (J.), maître de Conférences, Faculté des Sciences de Nancy, 2, rue de la Craffe, Nancy (M.-et-M.).
- 1955 CHARRIÈRE (Jacques), ingénieur au Centre de Recherches de la Compagnie Pechiney, 12, rue des Gardinoux, Aubervilliers (Seine).
- 1935 *m* CHATELAIN (Pierre), professeur de Minéralogie à la Faculté des Sciences, 31, rue de l'Université, Montpellier (Hérault).
- 1925 CHAUDRON (Georges), membre de l'Institut, professeur à la Faculté des Sciences, directeur de l'E. N. S. C. P., 11, rue Pierre-Curie, Paris, 5^e.
- 1955 CHAURIS (Louis), attaché de recherches au C. N. R. S., Laboratoire de Minéralogie, 21, rue d'Assas, Paris, 5^e.
- 1909 *m* CHAUTARD (J.), 1, rue Savorgnan-de-Brazza, Paris, 7^e.
- 1959 CHENEBAUX (Jacques), licencié ès sciences, 24, rue Sainte-Victoire, Versailles (S.-et-O.).
- 1949 CHENEVOY (Maurice), chef de travaux de géologie appliquée à la Faculté des Sciences, 16, quai Claude-Bernard, Lyon (Rhône).
- 1923 *m* CHERMETTE (Alexis), ingénieur géologue, 125, rue Garibaldi, Lyon (Rhône).
- 1946 *m* CHERVET (Jean), ingénieur-chimiste, chef du service de minéralogie du C. E. A. Châtillon, 15, rue Philibert-Delorme, Paris, 17^e.
- 1929 CHÉTELAT (DE), Oratam Road, Monsey, N. Y. (U. S. A.).
- 1933 *m* CHEVALLIER (Raymond), professeur à

- la Faculté des Sciences de Nancy, 2, rue de la Craffe, Nancy (M.-et-M.).
- 1944 *m* CHEVENARD (Pierre), membre de l'Institut, ingénieur civil des Mines, 39, boulevard Raspail, Paris, 7^e.
- 1956 CHOUX (M^{lle} Jeanine), assistante, Institut de Géologie, rue du Thabor, Rennes (I.-et-V.).
- 1949 CHRIST (C. L.), U. S. Geological Survey, Washington, 25, D. C. (U. S. A.).
- 1947 CHRISTOPHE - MICHEL - LÉVY (M^{me} Mireille), docteur ès sciences, chargée de recherches au C. N. R. S., 1, rue Jules-Ferry, Brunoy (S.-et-O.).
- 1955 CHUDоба (Charles, François), Dr Phil., professeur à l'Université, Thomas Mannstrasse 7, Göttingen (Allemagne).
- 1953 CICHOCKI (Théodose DE), ingénieur-chimiste I. C. N., 21, rue Ernest-Deloison, Neuilly-sur-Seine (Seine).
- 1952 CLASTRE (José), chef de travaux à la Faculté des Sciences, 20, cours Pasteur, Bordeaux (Gironde).
- 1951 CLAUDEL (J. R.), 67, rue Abel-Ferry, Épinal (Vosges).
- 1950 COGNÉ (Jean), maître de conférences de géologie à la Faculté des Sciences, 1, rue Blessig, Strasbourg (Bas-Rhin).
- 1954 COISSET (Pierre), ingénieur-chimiste, 44, rue Henry-Sicard, Talence (Gir.).
- 1960 COLAS (M^{lle} Louise), minéralogiste, 3, rue de Navarre, Paris, 5^e.
- 1955 COLLET (Vincent), docteur ès sciences, 9, rue de la Tour, Paris, 16^e.
- 1956 COLLOMB (Pierre, E. F.), attaché de recherches au C. N. R. S., 2, avenue de la Porte-Brunet, Paris, 19^e.
- 1948 *m* COMTE (P.), Commissariat à l'Énergie atomique, 69, rue de Varenne, Paris, 7^e.
- 1949 MAC CONNELL (Duncan), Professor, Department of Mineralogy, Ohio State University, 305 W. 12 avenue, Columbus 10, Ohio (U. S. A.).
- 1950 COPPENS (R.), professeur de radiogéologie, Faculté des sciences de Nancy, 35, boulevard Jean-Jaurès, Nancy (M.-et-M.).
- 1959 COSTE (J.), Kodak-Pathé, 30, rue des Vignerons, Vincennes (Seine).
- 1951 COTELO NEIVA (J. M.), professeur, Laboratoire de Géologie-Minéralogie, Université de Coïmbra (Portugal).
- 1952 COULOMB (René), ingénieur au C. E. A., 46, av. de la République, Igny (S.-et-O.).
- 1957 COURTY (Georges), attaché de recherches au C. N. R. S., 14, rue Alexandre-Cabanel, Paris, 15^e.
- 1945 COUTURE (M^{me} Lucienne), maître de recherches au C. N. R. S., 35, rue Alain-Chartier, Paris, 15^e.
- 1952 CRIBIER (Daniel), ingénieur au C. E. A., 127, faubourg Poissonnière, Paris, 9^e.
- 1957 CROËLLA (Raymond), ingénieur civil des Mines, 12, rue de l'Indépendance américaine, Versailles (S.-et-O.).
- 1944 *m* CRUSSARD (Charles), ingénieur en chef des Mines, directeur des Laboratoires de l'I. R. S. I. D., 185, rue du Président-Roosevelt, Saint-Germain-en-Laye (S.-et-O.).
- 1944 CRUSSARD (Pierre-Marie), directeur général de la Société d'Aménagement Urbain et Rural, 5, rue de Talleyrand, Paris, 7^e.
- 1949 *m* CURIEN (Hubert), professeur, 24, rue des Fossés-Saint-Jacques, Paris, 5^e.
- 1953 DANIEL (Roger), 8, place du Marché, Neauphle-le-Château (S.-et-O.).
- 1956 DAVION (Maurice), ingénieur E. P. C. I., 61 bis, rue des Peupliers, Boulogne, (Seine).
- 1957 DEB (M.), professeur, Laboratoire de Géologie appliquée, Université Jadavpur, Calcutta, 32 (Indes).
- 1957 DEGEILH (Robert), ingénieur E.N.S.C.P., Ph. Dr., 38, rue Beaujon, Paris, 8^e.
- 1943 DEICHA (G.), docteur de l'Université de Paris, 50, rue de Mareil, Saint-Germain-en-Laye (S.-et-O.).
- 1960 DEJACE (Jules), docteur ès sciences physiques, assistant à l'Université de Liège, 278, rue de Bois de Breux, Jupille (Belgique).
- 1947 DEKEYSER (W.), professeur à l'Université, Geologisch Instituut, Kristallkunde en mineralogie, Rozier 6, Gand (Belgique).
- 1935 DELAVAUULT (Robert), Research Associate, University of British Columbia, 2005 Westbrook Place, Vancouver 8, B. C. (Canada).
- 1957 DELBOVE (François), licencié ès sciences, 70, route de la Reine, Boulogne (Seine).
- 1913 DELÉPINE (Gaston), correspondant de l'Institut, professeur à la Faculté libre des Sciences, 13, rue de Toul, Lille (Nord).
- 1918 *m* DELÉPINE (Marcel), membre de l'Institut, professeur honoraire au Collège de France, 10 bis, boulevard de Port-Royal, Paris, 5^e.
- 1958 DELORME (Claude), docteur ès sciences, chef de travaux à la Faculté des Sciences, 27, rue Joseph-Bouchayer, Grenoble (Isère).
- 1949 *m* DEMAISON (G.), ingénieur géologue, Société Nord-Africaine des pétroles, boîte postale B, Sfax (Tunisie).
- 1953 DEMANDER (M.), directeur de l'exploitation de la mine de Montebbras en Soumans (Creuse).

- 1944 DEMANGEON (P.), chef de travaux au Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences, villa Cantegril, chemin vicinal n° 140, Montpellier (Hérault).
- 1943 *m* DEMAY (André), professeur à l'École Nationale Supérieure des Mines de Paris, ingénieur général des Mines, 15, avenue Élisée-Reclus, Paris, 7^e.
- 1922 DENAEYER (Marcel E.), professeur à l'Université de Bruxelles, Laboratoire de Minéralogie, 50, avenue F.-D.-Roosevelt, Bruxelles (Belgique).
- 1938 *m* DÉRIBÉRE (Maurice), ingénieur conseil, 1 *bis*, avenue Séverine, Courbevoie (Seine).
- 1957 DESPUJOLS (Jacques), docteur ès sciences, assistant à la Faculté des Sciences, 24, rue de Téhéran, Paris, 8^e.
- 1958 DESTHIEUX (François), technicien, B. R. G. M., 74, rue de la Fédération, Paris, 15^e.
- 1954 DESTOMBES (Jacques), géologue, Service Géologique du Maroc, Rabat (Maroc).
- 1960 DEVAUX (Jean, Maurice), ingénieur en chef au C. N. E. T., 17, rue du Centenaire, Puteaux (Seine).
- 1922 *m* DÉVERIN (L.), professeur de Minéralogie à l'Université de Lausanne (Suisse).
- 1955 DIDIER (Jean), assistant au Laboratoire de géologie et de minéralogie, Faculté des Sciences, 3, av. Vercingétorix, Clermont-Ferrand (P.-de-D.).
- 1927 DIMITRIJEVIC (Branko), professeur à l'Université, 20 Baniska, Belgrade (Yougoslavie).
- 1942 DOLLFUS (Robert Ph. F.), directeur de recherches au C. N. R. S., 57, rue Cuvier, Paris, 5^e.
- 1949 *m* DONNAY (M^{me} Gabrielle), Crystallographer, Geophysical Laboratory of the Carnegie Institution of Washington, D. C. (U. S. A.).
- 1930 *m* DONNAY (J. D. H.), professeur de Cristallographie et de Minéralogie, Johns Hopkins University, Baltimore, 18, Maryland (U. S. A.).
- 1959 DONOSO (M^{me} Lidia), assistante, Laboratoire des Sols, École d'Agronomie, Université du Chili, Casilla 1004, Santiago (Chili).
- 1959 DONOSO (William), Instituto de Geografia, Facultad de Filosofia y Educacion, Universidad de Chile, Casilla 147, Santiago (Chili).
- 1939 *m* DOUCET (Xavier), ingénieur civil des Mines, École Nationale Supérieure des Mines, 60, boulevard Saint-Michel, Paris, 6^e.
- 1935 DREYFUSS (Maurice), professeur à la Faculté des Sciences, Institut des Sciences Naturelles, place Leclerc, Besançon (Doubs).
- 1919 DUBAR (abbé Gonzague), professeur à l'Université libre de Lille, 129, rue de Londres, Mouvaux (Nord).
- 1957 DUCHÊNE (Jacques), ingénieur à la Compagnie Saint-Gobain, 19, rue Guy-Mocquet, Maisons-Alfort (Seine).
- 1955 DUCROS (Pierre), assistant, Laboratoire de Minéralogie-Cristallographie, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- 1920 *m* DUFRAISSE (Ch.), membre de l'Institut, professeur au Collège de France, 50, boulevard de l'Hôpital, Paris, 13^e.
- 1950 DUMOULIN (Max), secrétaire de la Société d'Astronomie de Biarritz, 44, avenue de Verdun, Biarritz (Basses-Pyrénées).
- 1932 DUPARQUE (A.), professeur de Géologie et de Minéralogie, Faculté des Sciences de Lille, 31, rue des Pyramides, Lille (Nord).
- 1956 DUPLAIX (M^{lle} Solange), docteur ès sciences, chargée de recherches au C. N. R. S., Laboratoire de Géographie physique, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- 1960 DUPRÉ LA TOUR (R. P. François), professeur de physique biologique, Faculté française de Médecine, Beyrouth (Liban).
- 1944 *m* DUPUIS (Roger), ingénieur constructeur, Civry-la-Forêt, par Orvilliers (S.-et-O.).
- 1958 DURAND (Georges), docteur ès sciences physiques, chef de travaux à l'École de Géologie, 268, rue Jeanne-d'Arc, Nancy (M.-et-M.).
- 1953 DURAND (Jean-Gérard), 10, rue Jeanne-d'Arc, Saint-Germain-en-Laye (S.-et-O.).
- 1938 DURAND (Julien), ingénieur général des mines, 34, rue de Metz, Toulouse (Haute-Garonne).
- 1948 DURAND (Michel), ingénieur à l'I.R.S.I.D. 87 *bis*, rue Georges-Ducrocq, Metz (Moselle).
- 1958 DURIF-VARAMBON (André), docteur ès sciences, chargé de recherches au C. N. R. S., Institut Fourier, place du Doyen-Gosse, Grenoble (Isère).
- 1935 DUVAL (Clément), maître de recherches 73, rue du Cardinal-Lemoine, Paris, 5^e.
- 1943 ÉCOLE Nationale Supérieure de géologie appliquée et de prospection minière, 94, rue de Strasbourg, Nancy (M.-et-M.).
- 1957 VAN EFFENTERRE (André), ingénieur, capitaine de frégate, rue de Bulle, Saint-Marcel (Eure).
- 1949 VON ELLER (Gérard), chargé de recherches, Laboratoire des Services chimiques de l'État, 12, quai Henri-IV, Paris, 4^e.

- 1958 VON ELLER (Jean-Paul), chargé de recherches au C. N. R. S., Institut de Géologie, 1, rue Blessig, Strasbourg (Bas-Rhin).
- 1960 VON ELLER-PANDRAUD (M^{me} Hélène), chargée de recherches, Laboratoire de chimie-cristallographie, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- 1958 EPELBOIN (Israël), docteur ès sciences, maître de recherches au C. N. R. S., 4, rue Duméril, Paris, 13^e.
- 1958 ESCALIER DES ORRES (Pierre), géologue, 30, allée des Deux-Cèdres, Draveil (S.-et-O.).
- 1950 ESCARD (M^{me} J.), 12, quai Henri-IV, Paris, 4^e.
- 1954 ESQUEVIN (Jacques), ingénieur agricole E. N. A. M., 14, boulevard d'Alsace-Lorraine, Pau (Basses-Pyrénées).
- 1954 EUDIER (Michel), ingénieur docteur, 3, rue Champrenault, Beauchamp (S.-et-O.).
- 1931 *m* FABRE (René), doyen de la Faculté de Pharmacie, membre de l'Institut, 149, rue de Sèvres, Paris, 15^e.
- 1952 FABREGAT (Francisco J.), docteur ès sciences, Calle Tigris 46/2^o, Mexico, D. F. (Mexique).
- 1950 *m* FAHEY (J. J.), U. S. Geological survey, Washington, 25, D. C. (U. S. A.).
- 1945 FAIVRE (R.), professeur à la Faculté des Sciences de Nancy, Directeur scientifique de l'École Nationale Supérieure de la Métallurgie et de l'Industrie des Mines, 14, rue de Malzéville, Nancy (M.-et-M.).
- 1958 FALGUEIRETTES (Jean), docteur ès sciences, maître de conférences de Minéralogie-Cristallographie, 7, place A.-Briand, Montpellier (Hérault).
- 1949 *m* FANKUCHEN (I.), professor of Applied physics, Brooklyn Polytechnic Institute, 333, Jay Street, Brooklyn, N. Y. (U. S. A.).
- 1948 FARRAN (J.), docteur ès sciences, Laboratoire de Minéralogie de la Faculté des sciences, Toulouse (H.-G.).
- 1953 FAUQUIER (Daniel), minéralogiste, 3, rue de l'Arioste, Paris, 16^e.
- 1948 *m* FAUST (G.-T.), U. S. Geological Survey, Washington, 25, D. C. (U. S. A.).
- 1955 FAUVARQUE (Francis), ingénieur, 42, rue de Clichy, Paris, 9^e.
- 1945 FISCHESSE (Raymond), ingénieur en chef des Mines, sous-directeur de l'École des Mines, 60, boulevard Saint-Michel, Paris, 6^e.
- 1948 *m* FLEISCHER (M.), U. S. Geological Survey, Washington, 25, D. C. (U. S. A.).
- 1944 FOEX (M.), chargé de recherches, 35, rue Gay-Lussac, Paris, 5^e.
- 1959 FOLLENIUS (M^{me} Marguerite), chargée de recherches au C. N. R. S., 46, boulevard de la Marne, Strasbourg (Bas-Rhin).
- 1949 *m* FONT-ALTABA (Manuel), professeur de cristallographie, Rocafort, 111, Barcelone (Espagne).
- 1951 FONTBOTÉ (José-Maria), professeur, Laboratoire de géologie, Faculté des Sciences, Universidad, Granada (Espagne).
- 1957 FONTEILLES (Michel), 27, boulevard Eugène-Riffault, Blois (Loir-et-Cher).
- 1928 *m* FORD (H. A.), British Consulate General, 10, Post-office Square, Boston, Mass. (U. S. A.).
- 1956 FOREST (Jean), ingénieur, 24, rue Beau-repaire, Paris, 10^e.
- 1955 FORESTIER (François-Hubert), chef de travaux, École des Mines, 15, place Carnot, Nancy (M.-et-M.).
- 1941 *m* FOUQUET (Robert), ingénieur civil des Mines, docteur ès sciences, 3, boulevard de la République, Rodez (Aveyron).
- 1950 FOURNET (Gérard), Le Belvédère, Bâtiment 1, place de l'Église, Vaucresson (Seine-et-Oise).
- 1954 FOURNIER (Fernand), maître de recherches au C. N. R. S., villa Boisleury, route de Valmondois, Verville par Nesles-la-Vallée (S.-et-O.).
- 1959 FOURNIER (Paul), ingénieur de production à la Compagnie française des pétroles, 19, rue Dagobert, Athis-Mons (Seine-et-Oise).
- 1950 FRANKE (Immanuel), chef de département au C. N. E. T., 3, avenue de la République, Issy-les-Moulineaux (Seine).
- 1934 *m* FRIEDEL (Edmond), ingénieur général des Mines, directeur de l'École des mines, 60, bd Saint-Michel, Paris, 6^e.
- 1954 FRIEDEL (Jacques), ingénieur en chef des Mines, Centre de Recherches Métallurgiques de l'École des Mines, 60, boulevard Saint-Michel, Paris, 6^e.
- 1952 FRIEDMAN (Gerald, M.), Doctor, Petrologist, Research Laboratories, Pan American Petroleum Corporation, Box 591, Tulsa, Oklahoma (U. S. A.).
- 1949 FRONDEL (C.), Mineralogical Laboratory, Harvard University, Cambridge, Mass. (U. S. A.).
- 1951 *m* FRUEH (Alfred J., jr.), Professor, Department of geological sciences, Mc Gill University, Montreal, P. Q. (Canada).
- 1958 GABIS (Victor), attaché de recherches, 49, rue Geoffroy-Saint-Hilaire, Paris, 5^e.
- 1956 GAGNY (Claude), licencié ès sciences, 35, avenue Gabriel, Nanterre (Seine).
- 1949 GALMIER (Denis), ingénieur géologue E. N. S. G., 30, rue Jean-Rey, Viroflay (S.-et-O.).

- 1950 *m* GALOPIN (Raymond), docteur ès sciences, conservateur de minéralogie et de pétrographie au Muséum d'histoire naturelle, promenade des Bastions, Genève (Suisse).
- 1955 GARINO-CANINA (Vittorio), docteur ès sciences, ingénieur, 34, avenue Général-Leclerc, Fontenay-aux-Roses (Seine).
- 1933 *m* GARRIDO (Julio), Lagasca, 123, Madrid, 6 (Espagne).
- 1949 GASPERIN (M^{me} Madeleine), attachée de recherches au C. N. R. S., 6, rue Élisabeth-Lemonnier, Paris, 12^e.
- 1914 GAUDEFROY (abbé Christophe), docteur ès sciences, professeur honoraire, 1, rue Delpit, Rabat (Maroc).
- 1943 GAY (Robert), professeur de minéralogie, Faculté des Sciences, 20, cours Pasteur, Bordeaux (Gironde).
- 1946 GEFFROY (Jacques), ingénieur au C.E.A., 16, rue du Pont-Neuf, Paris, 1^{er}.
- 1945 *m* GENET (Albert), 44, rue de Tocqueville, Paris, 17^e.
- 1957 GENET (M^{lle} Françoise), Laboratoire de Minéralogie-Cristallographie, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- 1959 GESBAUD (Yvon), aide-chimiste, place du Champ-de-Foire, Aix-sur-Vienne (Haute-Vienne).
- 1944 *m* GÈZE (B.), professeur de Géologie à l'Institut National Agronomique, 16, rue Claude-Bernard, Paris, 5^e.
- 1955 GIGLIO (Martin), chef de travaux pratiques, Mineralogisch-Kristallographisches, Institut der Universität, Lotzestrasse 13, Göttingen (Allemagne).
- 1956 GILLET (Yves), agent technique au Laboratoire de la F. O. M., 93, rue Anatole-France, Chatenay-Malabry (Seine).
- 1955 GILLIER (Hugues, Renaud), attaché de recherches au C. N. R. S., 21, rue de Normandie, Asnières (Seine).
- 1958 GINDT (Raymond), assistant, Laboratoire de Minéralogie-Cristallographie, 94, avenue de Lattre-de-Tassigny, Nancy (Meurthe-et-Moselle).
- 1949 GLAÇON (Jules), ingénieur géologue E. N. S. G., Service de la Carte Géologique, 14, boulevard Baudin, Alger (Algérie).
- 1956 GLAESER (M^{lle} Rachel), chargée de recherches au C. N. R. S., Laboratoire des Services Chimiques de l'État, 12, quai Henri-IV, Paris, 4^e.
- 1925 *m* GLANGEAUD (Louis), professeur à la Faculté des Sciences de Paris, 6, rue Rémy-Laurent, Fontenay-aux-Roses (Seine).
- 1959 GOBEL (Georges), directeur du Service Public du Contrôle des Diamants, Perles et Pierres Précieuses, 2, rue G.-de-Porto-Riche, Paris, 14^e.
- 1929 GOLDSZTAUB (S.), professeur à la Faculté des Sciences, 1, rue Blessig, Strasbourg (Bas-Rhin).
- 1955 GOLDSZTEIN (Marcel), 1, rue de la Plaine, Paris, 20^e.
- 1952 GOÑI (Juan), Escola de Geologia, Universidade do Rio Grande do Sul, Porto Alegre (Brésil).
- 1955 GRAF (René), docteur ès sciences, ingénieur de recherches à l'O. N. E. R. A., 234, rue de la Convention, Paris, 15^e.
- 1909 *m* GRANDJEAN (F.), membre de l'Institut, inspecteur général des Mines, 61, rue Buffon, Paris, 5^e.
- 1958 GRANIER (Claude), ingénieur au B. R. G. M., 74, rue des Merlettes, Le Vésinet (S.-et-O.).
- 1956 GRAT-CABANAC (M^{me} Marguerite), maître de conférences adjoint, 51, avenue de Castres, Toulouse (Haute-Garonne).
- 1930 GRILL (Emanuele), professeur de minéralogie, Istituto de mineralogia, Citta Studi, via Botticelli, 23, Milan (Italie).
- 1960 GRIMBERT (Arnold), ingénieur géologue au C. E. A., 26, rue Fer à Moulin, Paris, 5^e.
- 1945 GRISON (Emmanuel), ingénieur des poudres, 25, boulevard Richard-Wallace, Neuilly-sur-Seine (Seine).
- 1950 GRUND (Alfred), D^r Phil., ingénieur, 77, rue des Rosiers, Saint-Ouen (Seine).
- 1956 GUENNELON (Roger), ingénieur agronome, chargé de recherches à la station d'Avignon, Monfavet (Vaucluse).
- 1948 GUIGUES (Jean), géologue, 16, rue du Pré-Perché, Rennes (Ille-et-Vilaine).
- 1951 *m* GUILLAUME (Jean), Laboratoire de Minéralogie, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- 1947 GUILLEMIN (Claude), chef du groupe Laboratoires du B. R. G. M., 186, rue Croix-Nivert, Paris, 15^e.
- 1956 GUILLERMO (M^{lle} Simone), agent technique au C. E. A., 33, boulevard Saint-Martin, Paris, 3^e.
- 1947 GUINIER (André), Conservatoire national des Arts et Métiers, 292, rue Saint-Martin, Paris, 2^e.
- 1951 GUITARD (Gérard), géologue, 73, avenue de Robinson, Le Plessis-Robinson (S.-et-O.).
- 1952 GUITARD (François), chirurgien-dentiste, Saint-Genis-des-Fontaines (Pyrénées-Orientales).
- 1927 *m* GYSIN (Marcel), professeur de minéralogie à l'Institut de Minéralogie et de Pétrographie, quai de l'École-de-Médecine, Genève (Suisse).
- 1954 HALLIMOND (Arthur, Francis), M. A., Sc. D., Consulting mineralogist, 75

- Corringham road, Londres, N. W. II (Angleterre).
- 1953 HALM (M^{lle} Louise), directeur technique, Union française des produits réfractaires, 15, rue de Milan, Paris, 9^e.
- 1958 HAMARD (Pierre, Albert), chargé de Recherches au Centre d'Études des Matières Plastiques, 79, rue Verdier, Montrouge (Seine).
- 1939 HAMBURGER (Richard), General Delivery, Damascus, Maryland (U. S. A.).
- 1960 HAMELIN (M^{lle} Michelle), chargée de recherches, Laboratoire de chimie-cristallographie, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- 1949 *m* HARKER (David), Head, Biophysics Department, Roswell Park Memorial Institute, Buffalo 3, N. Y. (U. S. A.).
- 1955 HARTMAN (Piet), docteur ès sciences, maître de conférences, Geologisch en Mineralogisch Instituut, Garenmarkt 1 b, Leiden (Hollande).
- 1948 HAUSKNECHT (Jean-Jacques), ingénieur géologue E. N. S. G., 7 *ter*, rue du Parc-de-Noailles, Saint-Germain-en-Laye (S.-et-O.).
- 1955 HEMILY (Philip), cristallographe, 3120 Dumbarton Ave., N. W. Washington 7, D. C. (U. S. A.).
- 1946 *m* HENIN (Stéphane), directeur du Laboratoire des Sols, Centre National de Recherche Agronomique, route de Saint-Cyr, Versailles (S.-et-O.).
- 1954 HENRY (Norman F. M.), maître de conférences, Department of Mineralogy and Petrology, Downing Street, Cambridge (Angleterre).
- 1950 HERPIN (M^{me} Paulette), Chef de travaux à la Faculté des Sciences, Laboratoire de Minéralogie, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- 1955 HEYART (Hugues), docteur ès sciences naturelles, professeur, 1, rue J.-P.-Kœnig, Luxembourg (Grand-Duché du Luxembourg).
- 1948 *m* HILLY (Jean), géologue au Service de la Carte Géologique de l'Algérie, 118, boulevard de Telemly, Alger (Algérie).
- 1957 HINTERLECHNER (M^{lle} Ancka), Geoloski Zavod, Parmova 33, Ljubljana, (Yougoslavie).
- 1929 HOCART (Raymond), professeur à la Faculté des Sciences, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- 1959 HOLMES (Ralph, J.), Dr., Associate professor of geology, Columbia University, New York 27, N. Y. (U. S. A.).
- 1948 *m* HOOKER (Miss Marjorie), géologue, U. S. Geological Survey, Washington, 25, D. C. (U. S. A.).
- 1958 HUBAUX (André), assistant de Minéralogie, Musée royal du Congo belge, Tervuren (Belgique).
- 1938 HUPÉ (Pierre), chef de travaux au Laboratoire de géologie de la Sorbonne, 9, square Charles-Laurent, Paris, 15^e.
- 1955 HURST (Vernon, J.), doctor, geologist, Department of Mines, Mining and Geology, State division of conservation, Agriculture Laboratory Building, 19, Hunter Street, S. W. Atlanta, Georgia (U. S. A.).
- 1957 HUSSEIN (Hussein, Abdel-Mohsen), Commissariat à l'Énergie Atomique, Dokki, Le Caire (Égypte).
- 1958 HUYNH (Huu-Nghiep), licencié ès sciences, Laboratoire de pétrographie, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- 1957 IIYAMA (Jean, Toshimichi), professeur adjoint à l'Université médico-dentaire de Tokio, laboratoire de minéralogie-cristallographie, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- 1948 *m* INGERSON (Earl), Department of Geology, University of Texas, Austin 12, Texas (U. S. A.).
- 1924 INSTITUT minéralogique et géologique de l'Université d'Utrecht (Pays-Bas).
- 1929 INSTITUT de Minéralogie et de Pétrographie de la Technische Hochschule, Charlottenburg (Allemagne).
- 1937 INSTITUT de Minéralogie et de Pétrographie de l'Université de Berne, Muldenstrasse 6, Berne (Suisse).
- 1937 INSTITUT de Minéralogie et de Pétrographie de l'Université de Turin, Via San Massimo 24, Turin (Italie).
- 1950 INSTITUT de Minéralogie de l'Université de Göttingen, Lotzestrasse, Göttingen (Allemagne).
- 1953 INSTITUT de Cristallographie et de Minéralogie, Université de Liège, 9, place du xx-Août, Liège (Belgique).
- 1954 INSTITUT de Minéralogie de l'Université de Francfort/Main, Senckenberg Anlage, 30, Frankfurt am Main (Allemagne).
- 1954 INSTITUT DE Minéralogie, Université de Pavie, via Taramelli 4, Pavie (Italie).
- 1955 INSTITUT de Minéralogie de l'Université de Marburg/Lahn (Allemagne).
- 1955 INSTITUT Textile de France, 59, rue de la Faisanderie, Paris, 16^e.
- 1956 INSTITUT de Minéralogie et de Pétrographie, Hebelstrasse 40, Fribourg-en-Brisgau (Allemagne).
- 1956 INSTITUT de Minéralogie, Pleichertorstrasse 34, Würzburg (Allemagne).
- 1957 INSTITUT de Minéralogie et de Pétrographie, Zulpicherstrasse 47, Köln am Rhein (Allemagne).

- 1958 INSTITUT de Minéralogie et de Pétrographie, Université de Gênes, Via L. B. Alberti, 4, Gênes (Italie).
- 1910 JACOB (Ch.), membre de l'Institut, professeur de Géologie à la Faculté des Sciences, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- 1952 JAEGER (Jean-Louis), ingénieur géologue, 38, quai d'Orléans, Paris, 4^e.
- 1955 JAGER (M^{lle} Émilie), assistante, 13, rue Finkenrein, Berne (Suisse).
- 1952 JAGO (John, Bernard), avocat, 400 Montgomery Street, San Francisco, Californie (U. S. A.).
- 1948 JANIAK (Stéphane), B. R. G. M., Cinq Maisons, Maison Carrée, Alger (Algérie).
- 1951 *m* JARY (R.), ingénieur civil des Mines, 60, boulevard Saint-Michel, Paris, 6^e.
- 1954 JEANNETTE (André-Pierre), ingénieur civil des Mines, 5, boulevard Jeanne-d'Arc, Rabat (Maroc).
- 1928 *m* JÉRÉMINÉ (M^{me} Élisabeth), docteur ès sciences, pétrographe, 15, rue Daubenton, Paris, 5^e.
- 1957 JOËL (Nahum), professeur de physique et de cristallographie, Centro de Investigaciones de Cristalografia, Facultad de Ciencias Fisicas y Matematicas, Universidad de Chile, Casilla 2777, Santiago (Chile).
- 1938 JOURAVSKY (G.), ingénieur géologue, Rabat (Maroc).
- 1920 JOURDAIN (André), ingénieur chimiste I. C. P., 95, boulevard Montmorency, Paris, 16^e.
- 1945 JUNG (Jean), professeur de pétrographie à la Faculté des Sciences, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- 1956 KAMENICKY (Jakub), Dr, Geol. Geogr. Fakulta Univ. Komenského, Gottwaldovo namestie 2, Bratislava (Tchécoslovaquie).
- 1958 KAPLAN (Grégoire), Laboratoire de géologie, 94, avenue de Lattre-de-Tassigny, Nancy (Meurthe-et-Moselle).
- 1943 KASTLER (Alfred), professeur à la Faculté des Sciences, 24, rue Lhomond, Paris, 5^e.
- 1951 KERN (Raymond), maître de conférences, Institut de Minéralogie, 4, avenue Heydenreich, Nancy (M.-et-M.).
- 1950 *m* KIEFER (Ch.), ingénieur docteur, 112, avenue Victor-Hugo, Boulogne-sur-Seine (Seine).
- 1960 KING (Geoffrey), Ms., cristallographe, 95, rue Gatti de Gamond, Bruxelles (Belgique).
- 1959 KODAK-PATHÉ, Service de Documentation, 30, rue des Vignerons, Vincennes (Seine).
- 1954 KOSSUTH Lajos Tudományegyetem As-vany-es Földtani Intezete, Központi Egyetem, Debrecen 10 (Hongrie).
- 1947 KRAPIVINE (Alexandre), ingénieur chimiste, 3, rue Pierre-Mille, Paris, 15^e.
- 1946 KRAUT (François), maître de conférences à l'École pratique des Hautes Études, 61, rue Buffon, Paris, 5^e.
- 1934 *m* KRISHNAN (Dr M. S.), Professor of geology and geophysics, Andhra University, Waltair (India).
- 1958 KRUTA (Thomas), docteur ès sciences, conservateur du Muséum de Brno, Moravské Museum V Brně, Namesti 25, Unora 8, Brno (Tchécoslovaquie).
- 1934 *m* KURYLENKO (Constantin), docteur ès sciences, chargé de recherches, 1, rue Descartes, Ivry-sur-Seine (Seine).
- 1954 KUTINA (Jan), Dr., Docent, Department of Geochemistry, Mineralogy and Crystallography, Charles University, Albertov 6, Praha II (Tchécoslovaquie).
- 1892 LABORATOIRE de Minéralogie et Pétrographie de l'Université de Belgrade (Yougoslavie).
- 1908 LABORATOIRE de Minéralogie de la Faculté des Sciences, Clermont-Ferrand (Puy-de-Dôme).
- 1919 LABORATOIRE de Minéralogie de l'Université de Strasbourg, 1, rue Blessig, Strasbourg (Bas-Rhin).
- 1922 LABORATOIRE de Minéralogie de l'Université de Bruxelles, 50, avenue des Nations, Bruxelles (Belgique).
- 1929 LABORATOIRE ET MUSÉE de Minér. et de Géol. de la Faculté des Sciences de l'Université de Lisbonne (Portugal).
- 1929 LABORATOIRE de Minéralogie de la Faculté des Sciences de Toulouse.
- 1932 LABORATOIRE de Minéralogie de la Faculté des Sciences, 31, rue de l'Université, Montpellier (Hérault).
- 1953 LABORATOIRE du C. E. R. C. H. A. R., Verneuil, boîte postale n° 27 à Creil (Oise).
- 1953 LABORATOIRE de Géologie appliquée, 191, rue Saint-Jacques, Paris, 5^e.
- 1954 LABORATOIRE de Minéralogie de l'Institut Catholique, 21, rue d'Assas, Paris, 6^e.
- 1954 LABORATOIRE de Sédimentologie, Institut français du Pétrole, 4, place Bir-Hacheim, Rueil-Malmaison (S.-et-O.).
- 1954 LABORATOIRE de Géologie de l'Institut des Hautes Études de Tunis, 8, rue de Rome, Tunis (Tunisie).
- 1955 LABORATOIRE de Minéralogie de la Faculté des Sciences, Caen (Calvados).
- 1959 LABORATOIRE des Industries Électriques, 38, avenue Général-Leclerc, Fontenay-aux-Roses, Seine.
- 1959 LABORATOIRE de Géologie S. P. C. N., 12, rue Cuvier, Paris, 5^e.

- 1947 LACOMBE (Paul), professeur à l'École des Mines, directeur du Centre de Recherches Métallurgiques de l'École des Mines, 60, boulevard Saint-Michel, Paris, 6^e.
- 1956 LAFFAILLE (Jean, François), bibliothécaire de la Société Géologique de France, 34, rue de Penthievre, Paris, 8^e.
- 1950 LAFFITTE (Pierre), ingénieur du Corps des Mines, 67, boulevard Saint-Marcel, Paris, 13^e.
- 1960 LAFOURCADE (Lucien), professeur, 10, rue Saint-Bernard, Toulouse (Haute-Garonne).
- 1960 LAGNY (Philippe), 19, rue du Maréchal-Joffre, Versailles (S.-et-O.).
- 1955 LAGRANGE (M^{lle} Raymonde), chef de travaux de chimie analytique à l'Institut d'hydrologie et de climatologie, 28, rue Berthollet, Paris, 5^e.
- 1955 LAGRENAUDIE (Jean-Pierre), ingénieur des Mines, 40, rue de Verneuil, Paris, 7^e.
- 1960 LAMBERT (M^{me} Marianne), chargée de recherches, La Résidence, Orsay (S.-et-O.).
- 1950 *m* LAMBOT (Honoré), docteur ès sciences, chef de travaux, 47, avenue Blondin, Liège (Belgique).
- 1959 LANDESMUSEUM « Joanneum », Abteilung für Mineralogie, Raubergasse 10, Graz (Autriche).
- 1943 LAPADU-HARGUES (Pierre), professeur de minéralogie à la Faculté des Sciences, 3, avenue Vercingétorix, Clermont-Ferrand (Puy-de-Dôme).
- 1948 LAPLAINE (L.-J.), docteur d'Université, géologue principal de la F. O. M., Service géologique, Tananarive (Madagascar).
- 1948 *m* LARSEN (E. S. III), Geological Survey, Washington, 25, D. C. (U. S. A.).
- 1955 LARUELLE (Pierre), pharmacien, Hôpital Tenon, 4, rue de la Chine, Paris, 20^e.
- 1952 LAUCAGNE (Pierre), ingénieur géologue, C. E. A., Ambazac (Hte-Vienne).
- 1959 LAURENT (André), ingénieur E. P. C. I., Laboratoire de cristallographie appliquée C. N. R. S., 1, place Aristide-Briand, Bellevue (S.-et-O.).
- 1933 *m* LAVAL (Jean), professeur au Collège de France, 82, boulevard Saint-Michel, Paris, 6^e.
- 1953 LE BAIL (François), professeur de sciences naturelles, directeur de l'École « Le Likès », 2, rue Kerfeunteun, Quimper (Finistère).
- 1957 LE BIHAN (M^{lle} Marie-Thérèse), attachée de recherches au C. N. R. S., 29, rue Claude-Terrasse, Paris, 16^e.
- 1953 LEBLANC (Pierre), le Chaintrau, Mortagne-sur-Sèvre (Vendée).
- 1952 LE CORRE (Yves), maître de Recherches, Laboratoire de physique théorique, Collège de France, place Marcellin-Berthelot, Paris, 5^e.
- 1960 LEFEBVRE (M^{me} Odette), attachée de recherches, Laboratoire de chimie-cristallographie, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- 1945 LEGOUX (Pierre), ingénieur en chef des Mines, professeur à l'École des Mines de Nancy, 72, route de Versailles, Petit-Clamart (Seine).
- 1950 *m* LEGRAND (Charles), directeur adjoint du Laboratoire de rayons X du C. N. R. S. à Bellevue, 11, rue Lagarde, Paris, 5^e.
- 1956 LEJON (M^{lle} Colette), stagiaire de recherches au C. N. R. S., 12, rue Carnot, Croissy-sur-Seine (S.-et-O.).
- 1957 LEJUS (M^{lle} Anne-Marie), licenciée ès sciences, 3, boulevard Morland, Paris, 4^e.
- 1950 LE MERCIER (M^{lle} Marcelle), ingénieur pétrographe au C. E. A., 58, rue de l'Amiral-Mouchez, Paris, 14^e.
- 1930 *m* LEPAPE (Adolphe), professeur à l'École Supérieure de Physique et Chimie, 52, rue de Bourgogne, Paris, 7^e.
- 1941 *m* LETORT (Yves), professeur à l'École Centrale et à l'École Supérieure de Céramique, 3, avenue Paul-Doumer, Paris, 16^e.
- 1948 LÉVY (Claude), chef du service de minéralogie du B. R. G. M., 15, rue Linné, Paris, 5^e.
- 1956 LIETZ (Joachim, H. C.), professeur directeur du Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität, Esplanade 1 c, Hamburg, 36 (Allemagne).
- 1923 *m* LONGCHAMBON (Henri), professeur de minéralogie à la Faculté des Sciences, 18, quai Claude-Bernard, Lyon (Rhône).
- 1920 *m* LONGCHAMBON (L.), professeur de minéralogie, 22, avenue Foch, Paris, 16^e.
- 1942 LUCAS (Gabriel), professeur de géologie, 3, rue Paillet, Paris, 5^e.
- 1954 LUCAS (Jacques), ingénieur géologue, Laboratoire de géologie et de paléontologie, Strasbourg (Bas-Rhin).
- 1954 LUSSATO (Bruno), 2, rue Scribe, Paris, 9^e.
- 1948 LUZZATI (Victorio), maître de recherches au C. N. R. S., Centre de recherches sur les macromolécules, 6, rue Bous-singault, Strasbourg (Bas-Rhin).
- 1956 MANENC (Jack), docteur ès sciences physiques, ingénieur, 5, Allée Ch.-Chaplin, Clos de la Garenne, Bâtiment E, Fresnes (Seine).
- 1957 MARATOS (Georges), géologue à l'Institut de Géologie d'Athènes, 29, rue du Stade, Athènes (Grèce).
- 1959 MARION (Claude), licencié ès sciences, 6, rue du Pas-de-la-Mule, Paris, 3^e.

- 1955 MARMO (Vladi), Dr Phil., géologue, Geologinen Tutkimuslaitos, Otaniemi, Helsinki (Finlande).
- 1954 MARTIN (Roger), chimiste, Mibladen, Midelt (Maroc).
- 1932 *m* MARTIN DE THEZILLAT (Ch.-E.), Anguignier par Saint-Sébastien (Creuse).
- 1955 MASSAUX (Michel), assistant à la Faculté des Sciences de Clermont-Ferrand, 1, avenue du Berry, Guéret (Creuse).
- 1935 *m* MATHIEU (Jean-Paul), professeur à la Faculté des Sciences, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- 1930 MATHIEU (Marcel), directeur scientifique de l'O. N. E. R. A., 53, rue de la Fontaine-Grelot, Bourg-la-Reine (Seine).
- 1959 MAUREL (Pierre), attaché de recherches, École de Physique et Chimie, Section de Minéralogie, 10, rue Vauquelin, Paris, 5^e.
- 1960 MAZARS (Noël), minéralogiste, B.R.G.M., 74, rue de la Fédération, Paris, 15^e.
- 1922 MELON (Joseph), professeur à l'Université de Liège, 10, boulevard Saucy, Liège (Belgique).
- 1951 MENET (M.), licencié ès sciences, ingénieur au S. R. C. T., 4, rue Ortolan, Paris, 6^e.
- 1952 MÉRIEL (Pierre), ingénieur au C. E. A., 1, avenue G.-Péri, Antony (Seine).
- 1950 MERING (J.), 12, quai Henri-IV, Paris, 4^e.
- 1960 METAIS (M^{lle} Danièle), assistante au Laboratoire de Pétrographie de la Sorbonne, 40, rue Philibert-Delorme, Paris, 17^e.
- 1960 MEZARD (René), ingénieur à la Compagnie Saint-Gobain, 52, boulevard de la Villette, Paris, 10^e.
- 1912 *m* MICHALON, ingénieur civil des Mines, 96, rue de l'Université, Paris, 7^e.
- 1925 MICHAUD (Richard), administrateur de la Société Marseillaise de Crédit, 75, rue Paradis, Marseille, 6^e (B.-du-R.).
- 1957 MICHEL (Pierre), chargé de recherches au C. N. R. S., Laboratoire de Minéralogie, 1, rue Blessig, Strasbourg (Bas-Rhin).
- 1949 *m* MICHEL (Robert), professeur de géologie et de minéralogie, Laboratoire de Géologie, 1, place Notre-Dame, Grenoble (Isère).
- 1954 MIHAILOVIC (Zivko), attaché de recherches au C. N. R. S., Laboratoire de Minéralogie-Cristallographie, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- 1948 MILLOT (Georges), professeur à la Faculté des Sciences de Strasbourg, directeur du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine, 1, rue Blessig, Strasbourg (Bas-Rhin).
- 1959 MITRA (Sudhindra, Nath), lecturer in physics and mathematics, Indian school of mines and applied geology, Dhanbad, Bihar (Indes).
- 1951 MONIER (Jean-Claude), maître de conférences, Laboratoire de Minéralogie, Faculté des Sciences, Caen (Calvados).
- 1953 MONITION (M^{me} Antoinette), chimiste laboratoire des mines, D.P.I.M., Rabat (Maroc).
- 1951 MONTENEGRO DE ANDRADE (Miguel), professeur, Museu Mineralogica, Faculdade de Ciencias, Porto (Portugal).
- 1958 MONTMORY (Robert), chargé de recherches, 31, rue Jules-Ferry, Grenoble (Isère).
- 1957 MORETTE (André), professeur à la Faculté de Pharmacie, 4, avenue de l'Observatoire, Paris, 6^e.
- 1956 MORIN (Philippe), géologue, Service géologique du Maroc, Rabat (Maroc).
- 1955 MOUSSU (Robert), ingénieur géologue, Grande Rue, Saint-Hermine (Vendée).
- 1946 MOUTERDE (abbé René), professeur à la Faculté catholique, 25, rue du Plat, Lyon, 2^e (Rhône).
- 1948 MOUTON (J.), ingénieur géologue, 33, rue Haxo, Paris, 20^e.
- 1954 MROSE (Miss Mary E.), géologue, minéralogiste, U. S. Geological Survey, Washington 25, D. C. (U. S. A.).
- 1947 NAGELSMIDT (Gunter), Dr Phil., Barnfield House, Hathersage, Nr. Sheffield (Angleterre).
- 1960 NAUDIN (Francis), ingénieur opticien, Compagnie Saint-Gobain, 52, boulevard de la Villette, Paris, 10^e.
- 1959 NGUYEN-VAN-CHAN, étudiant, École des Mines, Alès (Gard).
- 1958 NICKEL (Erwin), professeur à l'Université, 18, avenue du Moleson, Fribourg (Suisse).
- 1909 *m* NICOLARDOT, commandant, répétiteur à l'École Polytechnique, membre de la Commission des poudres de guerre, 5, rue Jean-Bart, Paris, 6^e.
- 1960 NICOLAS (Adolphe), assistant, École Nationale Supérieure des Mines, Nancy, (M.-et-M.).
- 1959 NICOLAS (Fernand), professeur, Lycée Lamartine, Mâcon (Saône-et-Loire).
- 1955 NICOLAS (Jean), chef de travaux, Laboratoire de géologie appliquée, 191, rue Saint-Jacques, Paris, 5^e.
- 1958 NIKIFOROVA (M^{lle} Hélène), Station d'essais de l'I. R. S. I. D., Maizières-lès-Metz (Moselle).
- 1951 NITHOLLON (Pierre), docteur ès sciences, 8, rue Dr-Pingat, Dijon (Côte-d'Or).
- 1942 NOETZLIN (Jacques), 1, rue Viollier, Genève (Suisse).

- 1958 NOWACKI (Werner), Dr, professeur de Cristallographie à l'Université de Berne, Sahlistrasse 6, Berne (Suisse).
- 1959 NOZAWA (Kazuhi), ing. géol., École de Géologie, 94, avenue de Lattre-de-Tassigny, Nancy (M.-et-M.).
- 1950 OBERLIN (M^{me} Agnès), chef de travaux, maître de recherches au C. N. R. S., 12, rue Rémy-de-Gourmont, Paris, 19^e.
- 1942 OLMER (Philippe), professeur à la Faculté des Sciences, 86, rue d'Assas, Paris, 6^e.
- 1955 ÖNAY (Togan, S.), ing. dipl., géol. minér., E.P.F., Dr sci. nat., Sarayarskasi sokak 36/4, Ayaspasa, Istanbul (Turquie).
- 1916 *m* ORCEL (Jean), professeur de Minéralogie au Muséum national d'Histoire naturelle, 2, rue du Charolais, Paris, 12^e.
- 1948 ORLIAC (Marcel), maître de conférences à la Faculté des Sciences, 39, allées Jules-Guesde, Toulouse (H.-G.).
- 1958 ORTELLI (Louis), ingénieur chimiste, Laboratoire du Service géologique, Sous-Secrétariat d'État à la Production Industrielle, aux Mines et à la Géologie, Rabat (Maroc).
- 1957 ORTIZ ASIAIN (Raúl), ingénieur des Mines, professeur à la Faculté, Calle Anaxagoras, 1043, Dep. 4, Mexico, D. F. (Mexique).
- 1923 *m* OULIANOFF (N.), professeur de minéralogie, Université de Lausanne (Suisse).
- 1955 OVTRACHT (André), assistant, Laboratoire de géologie appliquée, 191, rue Saint-Jacques, Paris, 5^e.
- 1955 OWODENKO (Boris), géologue aux Charbonnages nord-africains, Aïn-Guenfouda par Oujda (Maroc).
- 1957 PADERA (Karel), docteur ès sciences, Albertov 6, Prague II (Tchécoslovaquie).
- 1948 *m* PAÏDASSI (J.), professeur de métallurgie, Université de Concepcion, Casilla 783, Concepcion (Chili).
- 1956 PALM (M^{me} Claude), Geologisch-Mineralogisch Instituut, Oude Gracht, 320, Utrecht (Hollande).
- 1952 PALM (Q. A.), chef de travaux à l'Institut géologique et minéralogique de l'Université d'Utrecht, Oude Gracht 320, Utrecht (Hollande).
- 1955 PAPAILHAU (Jean-Louis), attaché de recherches, 8, rue Palaprat, Toulouse (Haute-Garonne).
- 1939 PAPASTAMATIOU (Jean), chef du Département de Géologie, Institut de Géologie, 29, rue du Stade, Athènes (Grèce).
- 1959 PARRISH (William), c/o Philips Laboratories, Irvington-on-Hudson, N. Y. (U. S. A.).
- 1955 PARSUIRE (Dominique-Jean), directeur de l'École du Docteur-Simon, 2, rue des Corbières, Perpignan (Pyrénées-Orientales).
- 1960 PASCARD-BIILY (M^{lle} Claudine), attachée de recherches, 2, rue Voisembert, Issy-les-Moulineaux (Seine).
- 1941 *m* PASTURAUD (M^{lle} Marie-Thérèse), professeur à l'École des Roches, Verneuil-sur-Avre (Eure).
- 1949 *m* PATTERSON (A.-L.), Institut for Cancer research Fox Chase, Philadelphia II, Penn. (U. S. A.).
- 1956 PATUREAU (Jean), ingénieur I. C. P., chef du Laboratoire d'analyse des roches du Muséum, 8, rue Barrault, Paris, 13^e.
- 1932 *m* PAVANS DE CECCATY, Compañia Andaluza de Minas, Antonio Maura 10, Madrid (Espagne).
- 1927 PAVLOVITCH (S.), professeur à l'Université, Laboratoire de géologie, rue Dobracina, 16, Belgrade (Yougoslavie).
- 1956 PEDRO (Georges), ingénieur agricole, assistant au Laboratoire des sols de Versailles, 15, rue Chasseloup-Laubat, Paris, 15^e.
- 1954 PELISSONNIER (Hubert), ingénieur au Corps des Mines, Hameau Boileau, Paris, 16^e.
- 1950 PELLAS (Paul), attaché de recherches 22, boulevard Edgar-Quinet, Paris, 14^e.
- 1953 PELLETIER-DOISY (Charles), contrôleur principal des Mines, Service des Mines, Cité Tirlet, Châlons-sur-Marne (Marne).
- 1957 PERDOK (Wiepko, Gerhardus), docteur ès sciences, maître de conférences, Kapteynlaan, 34 A, Groningen (Hollande).
- 1930 PÉRÉBASKINE (V.), ingénieur géologue du Service géologique de l'A. O. F., boulevard des Pyrénées, Saint-Gaudens (Haute-Garonne).
- 1955 PEREZ-VALIENTE (Manuel), géologue, céramiste, 7, rue Claude-Bernard, Perpignan (Pyr.-Orient.).
- 1957 PERINET (Guy), ingénieur de recherches, 66, rue Saint-Sébastien, Marseille, 6^e (B.-du-Rh.).
- 1960 PERIO (Pierre), ingénieur, C. E. N. Saclay, boîte postale n° 2, Gif-sur-Yvette, (S.-et-O.).
- 1945 PERMINGEAT (François), ingénieur civil des Mines, B. R. G. M., 74, rue de la Fédération, Paris, 15^e.
- 1949 PERRIN (R.), vice-président-directeur général de la Société d'Électro-Chimie d'Ugine, 10, rue du Général-Foy, Paris, 8^e.
- 1927 *m* PERROND (A.-P.), ingénieur des Mines.

- 1951 PETIT-LE DU (Georges), ingénieur au C. N. E. T., 17, Parc d'Ardenay, Palaiseau (Seine-et-Oise).
- 1949 PETITPAS (M^{lle} Thérèse), docteur ès sciences, Laboratoire des Services chimiques de l'État, 12, quai Henri-IV, Paris, 4^e.
- 1957 PHAN (Kiêu Duong), ingénieur civil des Mines, 65, boulevard d'Angleterre, le Vésinet, (S.-et-O.).
- 1955 PHILIPSBORN (Hellmut, v.), professeur, docteur, Poppelsdorfer Schloss, Mineralogisches Institut der Universität, Bonn (Allemagne).
- 1956 PICOT (Paul), ingénieur géologue, Laboratoire de minéralogie de la F. O. M., 11, avenue de Champagne, Saint-Maur (Seine).
- 1952 PIERROT (Roland), minéralogiste 7, rue de Montesson, Bezons (S.-et-O.).
- 1959 PIGANOL (Pierre), directeur scientifique à la Compagnie de Saint-Gobain, 5, rue Le Dantec, Paris, 13^e.
- 1946 *m* POBEGUIN (M^{lle} Thérèse), maître de recherches, 57, avenue du Mesnil, La Varenne-Saint-Hilaire (Seine).
- 1926 POITEVIN (E.), chef du Service de Minéralogie, Department of Mines and Technical Surveys, Geological Survey of Canada, Ottawa (Canada).
- 1937 PORTEVIN (A.), membre de l'Institut, professeur à l'École Centrale, 21, boulevard de Beauséjour, Paris, 16^e.
- 1956 POUGH (Frederick, H.), Ph. Dr, Consulting Mineralogist, 4680 Independence Avenue, New York, 71, N. Y. (U. S. A.).
- 1952 POUIT (Georges), Service d'étude des gîtes minéraux, Service géologique, Rabat (Maroc).
- 1959 POURADIER (J.), Kodak-Pathé, 30, rue des Vignerons, Vincennes (Seine).
- 1955 PROTAS (Jean), chargé de recherches au C. N. R. S., 70, rue Édouard-Vaillant, Athis-Mons (S.-et-O.).
- 1955 PROTITCH (Mirko), minéralogiste, assistant à l'Université, Dobracina 16, Belgrade (Yougoslavie).
- 1953 PROUHET (Jean-Pierre), ingénieur géologue, 1 A, rue Chanez, Paris, 16^e.
- 1950 PROUVOST (Jean), assistant au Laboratoire de Minéralogie du Muséum, 7, av. des Renouillers, Colombes (Seine).
- 1950 PRUVOST (Pierre), membre de l'Institut, professeur de géologie, 5, place du Panthéon, Paris, 5^e.
- 1951 PRUVOT (P.), docteur ès sciences, 26, rue Jean-Lavaud, Fontenay-aux-Roses (Seine).
- 1952 PULOU (Raymond), maître de conférences de Minéralogie à la Faculté des Sciences, 12, rue Jolimont, Toulouse (Haute-Garonne).
- 1960 QUIN (Jean-Pierre), assistant, Laboratoire de pétrographie, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- 1938 RAGUIN (Eugène), professeur à l'École des Mines, directeur du Service de la Carte Géologique de la France, 71, rue de Rennes, Paris, 6^e.
- 1920 *m* RANDOIN (A.), trésorier honoraire, 16, rue de l'Estrapade, Paris, 5^e.
- 1953 RANOUX (J.), ingénieur géologue, boîte postale, n° 24, Birmandreis, Alger, (Algérie).
- 1955 RASUMNY (M^{lle} Janine), chimiste, 13, rue des Fonds-Huguenots, Vaucluse (S.-et-O.).
- 1953 RAVAILLE (Maurice), professeur au lycée Jean-Baptiste-Say, 17, rue Ambroise-Paré, Colombes (Seine).
- 1949 *m* RAVIER (J.), assistant au Laboratoire de Géologie, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- 1926 *m* REINHARD (Max), Dr Phil., professeur ém. de Minéralogie et Pétrographie, Institut de Minéralogie, Bernoullianum Bâle (Suisse).
- 1956 RÉMY (Jean, Marcel), assistant au Muséum, 79, avenue Niel, Paris, 17^e.
- 1935 RENAUD (Paul), maître de recherches au C. N. R. S., 16, av. de Wagram, Paris, 8^e.
- 1949 RERAT (Claude), 12, square du Pont-de-Sèvres, Boulogne-sur-Seine (Seine).
- 1945 *m* RILEY (Dennis, Parker), Intertechnical Consultants Inc., 70, rue du XXXI Décembre, Genève (Suisse).
- 1948 RIMSKY (Alexandre), Laboratoire de Minéralogie de la Sorbonne, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- 1927 RIVERA PLAZA (Gil), ingénieur des Mines, professeur à l'École des ingénieurs, Apartado 1439, rue Afíligidos, 137, Lima (Pérou).
- 1944 RIVIÈRE (A.), maître de conférences à la Faculté des Sciences, Laboratoire de Géologie S. P. C. N., 12, rue Cuvier, Paris, 5^e.
- 1955 ROBERT (Antoine-Henri), assistant à la Faculté des Sciences de Nancy, chemin des Grosses-Terres, Malzéville (M.-et-M.).
- 1959 ROCCI (G.), maître de conférences, Faculté des Sciences, Dakar (A.-O. F.).
- 1957 RODRIGUES DA SILVA (Rilson), professeur, École d'ingénieurs de l'Université de Recife, Rua do Hospício 371, Recife, Pernambuco (Brésil).
- 1952 ROOS (M^{lle} Marie-Marthe), licenciée ès sciences, 6, rue Dalou, Paris, 15^e.
- 1948 *m* ROQUES (Maurice), professeur à la Faculté des Sciences, 3, avenue Vercingétorix, Clermont-Ferrand (P.-de-D.).

- 1940 ROSAS DA SILVA (D.), directeur du Laboratoire de Géologie et Minéralogie de la Faculté des Sciences de Porto (Portugal).
- 1944 ^m ROSE (A.-J.), directeur général des Laboratoires du C. N. R. S., 1, place Aristide-Briand, Bellevue (Seine-et-Oise).
- 1928 ROTON (vicomte Gabriel DE), rue Rayne-Vigneau, Bommès par Sauternes (Gironde).
- 1932 ROUBAULT (Marcel), professeur de géologie à la Faculté des Sciences, directeur de l'École Nationale Supérieure de Géologie appliquée et de Prospection minière, 94, avenue De-Lattre-de-Tassigny, Nancy (M.-et-M.).
- 1954 ROULT (Georges), 5, cours de la Libération, Grenoble (Isère).
- 1943 ROUTHIER (Pierre), professeur, Laboratoire de Géologie appliquée, 191, rue Saint-Jacques, Paris, 5^e.
- 1959 ROUYEYROL (Pierre, Lucien), ingénieur, B. R. G. M., 74, rue de la Fédération, Paris, 15^e.
- 1924 ^m ROYER (Louis), correspondant de l'Institut, professeur de minéralogie à la Faculté des Sciences, Alger (Algérie).
- 1949 SABATIER (Germain), docteur ès sciences, 31 *bis*, rue Campagne-Première, Paris, 14^e.
- 1957 SADLAN (Gérard), maître de conférences de géologie, 23, rue de Cronstadt, Paris, 15^e.
- 1951 SAHAMA (Th. G.), professeur Institute of geology, Snellmanink 5, Helsinki (Finlande).
- 1953 SAINFELD (Paul), ingénieur géologue, B. R. G. M., 74, rue de la Fédération, Paris, 15^e.
- 1956 SAINZ DE AMOR (M^{lle} Emma), licenciée ès sciences, 23, rue Vilamari, Barcelone (Espagne).
- 1958 SAKOWITSCH (Wladimir), géologue au B. R. G. M., 59, rue de Dunkerque, Paris, 9^e.
- 1947 ^m SALLÈLES (A.), 5, place de la Révolution, Béziers (Hérault).
- 1948 SANDREA (André-Philippe), Laboratoire de Minéralogie du Muséum, 61, rue Buffon, Paris, 5^e.
- 1948 SARCIA (Abel et M^{me} Jacqueline), ingénieurs au C. E. A., Ambazac (Haute-Vienne).
- 1936 SAUCIER (Henri), maître de conférences, Laboratoire de Minéralogie, Faculté des Sciences, 1, rue Blessig, Strasbourg (Bas-Rhin).
- 1959 SAYAR (Malik, P.), professeur, I. T. Ü., Maden Fakültesi Taskisla, Taksim Istanbul (Turquie).
- 1957 ŠČAVNIČAR (Stjepan), docteur ès sciences, assistant à l'Institut de Minéralogie et de Pétrographie de l'Université de Zagreb, Demetrova 1/I, Zagreb (Yougoslavie).
- 1949 ^m SCHAIRER (J. F.), Dr, Geophys. Lab. Carnegie Inst., 2801 Upton Street, Washington, D. C. (U. S. A.).
- 1947 SCHEIBLING (Gaston), ingénieur docteur, 25, quai Mullenheim, Strasbourg (Bas-Rhin).
- 1953 SCHIAVINATO (Giuseppe), professeur de minéralogie à l'Université de Milan, 42, Viale Argonne, Milan (Italie).
- 1952 SCHNEIDERHÖHN (Hans), professeur à l'Université, Solden über Freiburg-in-Brisgau (Allemagne).
- 1920 SCHOEP (A.), professeur émérite à la Faculté des Sciences de Gand et à la Faculté polytechnique de Mons, 87, rue Baudeloo, Gand (Belgique).
- 1957 SCHWOB (Yvan-Alfred), ingénieur chimiste, directeur des usines de la Société des Produits azotés, Lannemezan (Hautes-Pyrénées).
- 1927 SCIENCE LIBRARY, Science Museum, South Kensington, Londres, S. W. 7 (Angleterre).
- 1956 SEBILLEAU (François), ingénieur E.C.P., 19, avenue Duquesne, Paris, 7^e.
- 1948 SÉGUÉLA (Jean-Baptiste), professeur à l'École Normale de Montauban, 84, allées Jean-Jaurès, Toulouse (Haute-Garonne).
- 1956 SERVAGEAN (Georges), géologue, Comiplo, Casilla 25 D, Santiago (Chili).
- 1923 SERVICE des Mines de Madagascar, Tananarive.
- 1935 SERVICE de Géologie et de Prospection minière de l'A. O. F., boîte postale 355, Dakar (A. O. F.).
- 1949 SERVICE de la Carte géologique, boulevard Baudin, Alger.
- 1939 SERVIGNE (Marcel), professeur à l'Institut National Agronomique, 16, rue Claude-Bernard, Paris, 5^e.
- 1951 SEVIN (Robert), ingénieur des Mines à la S. O. R. E. M. A. C. (A. O. F.), 86, rue Cardinet, Paris, 17^e.
- 1958 SIMENEL (M^{me} Nicole), Stagiaire de recherches au C. N. R. S., Centre de recherches métallurgiques de l'École des Mines, 60, boulevard Saint-Michel, Paris, 6^e.
- 1955 SIRAMY (M^{lle} Madeleine), licenciée ès sciences physiques, rue du Village, Bézenet (Allier).
- 1950 SOCIÉTÉ d'Histoire Naturelle d'Autun, M. Lacombe, secrétaire, 19, rue Saint-Autoine, Autun (S.-et-L.).
- 1952 SOCIÉTÉ générale de produits réfractaires, 60, rue Saint-Lazare, Paris, 9^e.
- 1960 SOCIÉTÉ des Ciments Lafarge, Centre de

- La Jonchère, Côte de La Jonchère, Bougival (S.-et-O.).
- 1956 SOREL (M^{me} Micheline), attachée de recherches au C. N. R. S., 14, rue Labie, Paris, 17^e.
- 1920 SOUSA TORRES (Antonio da Silva de), docteur ès sciences, géologue, rua de Campolide 74, 3^e esp., Lisbonne (Portugal).
- 1953 STANGATCHILOVITCH (Douchan), minéralogiste, 97 Dalmatinska, Belgrade (Yougoslavie).
- 1938 *m* STORA (M^{lle} Cécile), maître de recherches, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- 1960 SUCHET (Jacques, Paul), chef de Laboratoire, à la Compagnie Saint-Gobain, 69, avenue du Général-Leclerc, Gif-sur-Yvette (S.-et-O.).
- 1957 TABOURET (Marcel), ingénieur civil des Mines, 188, avenue du Général-de-Gaulle, Champigny-sur-Marne (Seine).
- 1960 TAMAIN (Guy), étudiant, 24, rue Castagnary, Paris, 15^e.
- 1956 TAMAYO (M^{lle} Eleonora), Dr Université, minéralogiste, Via Giusti 2, Palerme (Italie).
- 1960 TAUPIN (Daniel), ingénieur E. S. P. C. I., 205, rue Marcadet, Paris, 18^e.
- 1948 TCHIMICHKIAN (G.), minéralogiste à la Régie Autonome des Pétroles, Villa Claire-Fontaine, avenue de Toulouse, Saint-Gaudens (Haute-Garonne).
- 1958 TCHOUBAR (Cyrille), licencié ès sciences, Laboratoire de Minéralogie-Cristallographie, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- 1941 *m* TERMIER (Henri), professeur à la Faculté des Sciences, Laboratoire de Géologie, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- 1953 TERTIAN (Robert), ingénieur de recherches à la Compagnie Pechiney, 12, rue des Gardinoux, Aubervilliers (Seine).
- 1959 THEOBALD (Nicolas), professeur, Laboratoire de géologie, Institut des sciences naturelles, place Leclerc, Besançon (Doubs).
- 1951 THEVENIN (René), ingénieur I. C. T., docteur d'Université, chef de laboratoire à la Société des Produits azotés, Lannemezan (Hautes-Pyrénées).
- 1958 THIÉBAUT (Jean), maître de conférences de géologie, Place Leclerc, Besançon (Doubs).
- 1958 THOREAU (Jacques), ingénieur civil des Mines, profeseur à l'Université de Louvain, 49, boulevard de Tirlemont, Louvain (Belgique).
- 1954 THRIERR (M^{me} Aline), attachée de recherches, Laboratoire de Minéralogie, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- 1958 TOURNARIE (Max), ingénieur, 40, rue Mangeon, Massy (Seine-et-Oise).
- 1953 TRILLAT (Jean-Jacques), membre de l'Institut, professeur à la Faculté des Sciences de Paris, 8, rue Jeanne-d'Arc, Saint-Germain-en-Laye (S.-et-O.).
- 1957 TROLY (Gilbert), ingénieur civil des Mines, 16, avenue de la Forêt, Montgeron (S.-et-O.).
- 1944 TROMBE (F.), directeur de recherches, 37, boulevard Saint-Michel, Paris, 5^e.
- 1955 TSOUCARIS (Georges), ingénieur chimiste, docteur ès sciences, 125, boulevard Saint-Michel, Paris, 5^e.
- 1938 *m* TUNELL (G.), Dpt of Geology, University of California, 405 Hilgard Avenue, Los Angeles 24, California (U. S. A.).
- 1958 TURCO (G.), chef de travaux, Laboratoire de Minéralogie-Cristallographie, Faculté des Sciences, 2, rue Michelet, Alger (Algérie).
- 1937 URBAIN (Pierre), directeur du Laboratoire d'Hydrologie et de Climatologie à la Faculté des Sciences, 71, rue du Cardinal-Lemoine, Paris, 5^e.
- 1948 *m* VALDEAVELLANO (C.-G. de), inspecteur des chemins de fer, Montesquiza, 11, Madrid (Espagne).
- 1954 VALET (Marcel), ingénieur civil des Mines, directeur général de la S.A.P.R.A.L.F.A., 72, boulevard Gallieni, Oujda (Maroc).
- 1937 VANDERMARCO (Jacques), président-directeur général de la Société des Kaolins et Pâtes Céramiques, 50, boulevard Gambetta, Limoges (Haute-Vienne).
- 1959 VEEN (Adriaan, van der), géologue, Dr, 85^u Jacob Maris Iaan, Arnhem (Hollande).
- 1954 VICAIRE (Pierre), professeur, 12, rue de Béarn, Rabat (Maroc).
- 1941 VINCIEENNE (Henri), chef de travaux de géologie appliquée, professeur à l'École des Mines, 133, boulevard du Montparnasse, Paris, 6^e.
- 1951 VOIRIN (Maurice), 19, rue Jacques-Delille, Saint-Dié (Vosges).
- 1947 *m* VUAGNAT (Marc), docteur ès sciences, professeur Institut de Minéralogie de l'Université, Palais de Rumine, Lausanne (Suisse).
- 1955 VUNJAK (M^{me} Nada), minéralogiste, Departamento de geologia, Facultad de Ingenieria, Universidad central de Venezuela, Caracas (Venezuela).
- 1954 WAGON (Lucien), ingénieur, Saint-Sébastien (Gard).
- 1952 WALKER (Christopher, B.), Ph. Dr, Institute for the study of Metals, The University of Chicago, 5640 Ellis Avenue, Chicago, 37, Illinois (U.S.A.).
- 1949 WALTER-LÉVY (M^{me}), professeur de chimie à la Faculté des Sciences de

- Caen, Laboratoire de Chimie C, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- 1956 WEGMANN (Eugène), professeur, directeur de l'Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel, 11, rue Émile-Argaud, Neuchâtel (Suisse).
- 1931 WEIL (René), maître de conférences adjoint, maître de recherches, Laboratoire de Minéralogie, 1, rue Blessig, Strasbourg (Bas-Rhin).
- 1950 WEILL (M^{me} A. R.), 39, avenue Reille, Paris, 14^e.
- 1954 WEINRYB (Élie), physicien, 3, rue Yvart, Paris, 15^e.
- 1960 WEISS (Raymond), chargé de recherches, Laboratoire de Minéralogie-Cristallographie, 4, avenue Heydenreich, Nancy (M.-et-M.).
- 1955 WENDLING (Émile), ingénieur au Service Géologique des M. D. P. A., 11, faubourg d'Altkirch, Mulhouse (Haut-Rhin).
- 1954 WEY (Raymond), docteur ès sciences, chargé de recherches, 15, rue Oberlin, Strasbourg (Bas-Rhin).
- 1949 *m* WICKMAN (Frans, Erik), professeur, Riksmusset, Stockholm 50 (Suède).
- 1955 WIJS (Henri, Johan, de), prof. à l'Université Polytechnique de Delft, Mijrbouwstraat, 20, Delft (Hollande).
- 1956 WILLEMS (Jakob), Dr Phil., chimiste, Tiergartenstrasse 21, Krefeld (Allemagne).
- 1954 WINTENBERGER (M^{me} Micheline), ingénieur E. P. C. I., attachée de recherches, Laboratoire de Minéralogie-Cristallographie, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- 1952 WITTE (G. de), ingénieur des Mines, chargé de cours à l'Université de Gand, 20 Nieuwstraat, Wieze (Belgique).
- 1949 *m* WOOD (M^{me} Elisabeth A.), Doctor, Crystal Research, Bell Telephone Laboratories, Murray Hill, New Jersey (U. S. A.).
- 1958 WUNDERLICH (Jeffrey, Alfred), docteur ès sciences, Chemistry School, Institute of Technology, University of Minnesota, Minneapolis 14, Minnesota (U. S. A.).
- 1929 *m* WYART (Jean), membre de l'Institut, professeur de minéralogie à la Faculté des Sciences, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- 1958 YANNAQUIS (Nicolas), docteur ès sciences, ingénieur au Centre d'Études des Liants Hydrauliques, 248, rue du Faubourg-Saint-Martin, Paris, 10^e.
- 1958 YAPAUDJIAN (Loudfig), ingénieur géologue, 31, rue P.-Corby, Clamart (Seine).
- 1957 YOKOYAMA (Kanae), chargé de cours, Institut de Minéralogie et de Géologie, Shimane Université, Nishikawatsumachi, Matsue (Japon).
- 1956 YOUCHTCHENKO (Paul), ingénieur géologue, 11, rue d'Orsel, Paris, 18^e.
- 1959 YUSUPI (Mahmood, Ak.), étudiant, École de Géologie, 94, avenue de Lattre-de-Tassigny, Nancy (M.-et-M.).
- 1960 ZARZYCKI (Jerzy), chef de groupe, Compagnie Saint-Gobain, 52, boulevard de la Villette, Paris, 10^e.

Bulletin
de la
Société française de Minéralogie
et de Cristallographie

ANNÉE 1960. — COMPTES RENDUS DES SÉANCES.

Séance du 14 janvier 1960

PRÉSIDENCE DE M. PH. OLMER, PRÉSIDENT SORTANT,

PUIS DE M. A. GUINIER, NOUVEAU PRÉSIDENT.

En ouvrant la séance, M. Ph. OLMER, donne la parole à M. H. CURIEN, trésorier, pour la lecture du rapport financier.

Compte rendu financier de l'année 1959

RECETTES

Recettes ordinaires :

| | |
|--|-----------|
| Cotisations des membres..... | 845 248 |
| Intérêts du fonds de réserve..... | 16 460 |
| Abonnements et ventes de collections..... | 1 327 574 |
| Remboursement de tirés à part... | 386 386 |
| Subventions C. N. R. S. et Bibliothèque..... | 1 540 000 |
| Subvention pour impression de thèses..... | 1 220 000 |
| Publicité..... | 200 000 |
| | <hr/> |
| | 5 535 668 |

Recettes :

| | |
|------------------------------|---------|
| Compte U. I. C. (Index)..... | 684 557 |
|------------------------------|---------|

DÉPENSES

Dépenses ordinaires :

| | |
|----------------------------------|-----------|
| Bulletin de l'année..... | 5 292 026 |
| Réimpression..... | 1 192 954 |
| Frais de Secrétariat..... | 336 050 |
| Indemnité secrétaire dactylo.... | 50 000 |
| Indemnité garçon de salle..... | 5 000 |
| Sécurité Sociale..... | 17 077 |
| Droits de garde à la Banque..... | 1 173 |
| Impôts..... | 18 737 |
| Cotisations (I. M. A.)..... | 42 000 |
| | <hr/> |
| | 6 955 017 |

Dépenses :

| | |
|------------------------------|---------|
| Compte U. I. C. (Index)..... | 570 893 |
|------------------------------|---------|

BALANCE DES COMPTES DE L'ANNÉE 1959

| | |
|--|------------|
| En caisse le 1 ^{er} janvier 1959..... | 4 957 802 |
| Recettes ordinaires en 1959..... | 5 535 668 |
| Recettes (Compte U. I. C.) en 1959. | 684 557 |
| | <hr/> |
| | 11 178 027 |
| En caisse le 1 ^{er} janvier 1960..... | 3 652 117 |
| Dépenses ordinaires en 1959..... | 6 955 017 |
| Dépenses (Compte U. I. C.) en 1959. | 570 893 |
| | <hr/> |
| | 11 178 027 |

M. J. MERING lit ensuite le rapport des membres de la Commission de Comptabilité : « Les membres de la Commission de Comptabilité, MM. S. HÉNIN, J. MERING et G. SABATIER ont examiné les comptes de l'exercice 1959 et ont constaté leur parfaite régularité. Ils proposent d'adresser à M. H. CURIEN, les remerciements de la Société. »

Cette proposition est adoptée à l'unanimité.

Résultats du scrutin :

Nombre de votants : 272.

Ont obtenu :

Pour la Présidence :

| | |
|---------------------|----------|
| M. A. GUINIER | 270 voix |
| Divers | 2 — |

Pour la Vice-Présidence :

| | |
|--------------------|----------|
| M. L. BARRABÉ..... | 268 voix |
| M. M. ORLIAC..... | 270 — |
| Divers | 6 — |

M. A. GUINIER est donc proclamé Président, MM. L. BARRABÉ et M. ORLIAC, Vice-Présidents. Puis les membres sont invités :

— à élire trois membres du Conseil en remplacement de : MM. R. DOLLFUS, A. KRA-

PIVINE et C. LEGRAND, membres sortants ; MM. R. BROUSSE, P. MÉRIEL et G. SABATIER sont élus à l'unanimité ;

— à renouveler dans leur mandat : le secrétaire général (M. A.-J. ROSE), les secrétaires adjoints (MM. C. GUILLEMIN et J. PROTAS), l'archiviste (M. C. KURYLENKO), le trésorier (M. H. CURIEN), les membres du Comité de Lecture (MM. G. CHAUDRON, H. CURIEN, E. FRIEDEL, R. HOCART, J. ORCEL et J. WYART), les membres du Comité de Nomenclature (M^{lle} S. CAILLÈRE, MM. C. GUILLEMIN, R. HOCART, J. ORCEL, F. PERMINGEAT, J. WYART).

Tous sont réélus à l'unanimité.

M. Ph. OLMER prend ensuite la parole :

Le Président brosse un tableau rapide de l'activité générale de la Société au cours de l'année passée. 37 nouvelles admissions ont porté le nombre de ses membres à 604, ce qui peut paraître encore insuffisant et nécessiter de la part de chacun un effort de recrutement plus soutenu. Ce chiffre place cependant notre Société dans un rang honorable quand on le compare au chiffre correspondant de certaines Sociétés analogues étrangères dont les effectifs, ramenés au million d'habitants, oscillent entre 8 et 14,5, le nôtre s'établissant à la valeur de 14,0 membres par million.

« Fort heureusement », poursuit le Président, « l'activité de notre Société ne se résume pas à ce seul aspect arithmétique. Elle se matérialise par nos séances, par les mémoires publiés au *Bulletin*, par les diverses manifestations extérieures qu'elle a connues ».

« Nos séances ont connu leur fortune habituelle. 35 communications y ont été présentées et 37 mémoires ou articles, à l'exclusion des courtes notes, ont paru dans le *Bulletin* 1959. Et je relève parmi les unes et les autres, l'agréable éclectisme de notre discipline, soit 21 % se rapportant à la minéralogie descriptive, 21 % à la pétrographie, 19 % à la cristallographie, 22 % aux études de structure, 8 % à l'appareillage et 9 % à la physique du solide et à des sujets divers. » Le Président remercie tous les auteurs de ces communications et de ces mémoires.

Puis il rappelle l'excellente initiative prise l'an dernier par le Président Jung, d'organiser des « Journées de province », initiative qui s'est poursuivie cette année par l'organisation, en liaison avec l'Association française de Cristallographie, des journées de Grenoble des 3, 4 et 5 juin.

« Le succès de cette manifestation à laquelle

plus de 30 de nos membres ont participé, montrerait s'il en était besoin, qu'il est souhaitable de poursuivre dans cette voie. » Et le Président remercie tous ceux qui contribuèrent au succès de ces journées, M. Bertaut qui en assura l'organisation, MM. Michel et Sarrot qui conduisirent les excursions, M. le Doyen Moret pour l'hospitalité bien connue de sa Faculté, M. Néel pour la visite qu'il organisa au Centre d'Études Nucléaires de Grenoble, enfin, la Société Neyrpic et les Mines de la Mure et de la Plagne.

« De même, s'est tenue, avec un égal succès, le 20 février 1959 cette séance commune avec la Société française de Microscopie, au cours de laquelle différents films nous ont été présentés, montrant quelles applications on pouvait tirer de ces nouvelles techniques ; tant sur le plan de la recherche que sur celui de l'enseignement.

« Cette brève et rapide énumération suffit une fois de plus à montrer quels remerciements nous devons à ceux qui sont les artisans solides et fidèles de cette marche en avant, et tout d'abord à notre Secrétaire général, M. Rose, qui malgré les charges qui l'accaparent, accepte de nous consacrer encore tant de temps, à son adjointe dévouée, M^{me} Protas, à M. Curien, trésorier efficace autant que discret. Leur amicale conjuration permet au Président d'entretenir un état de douce euphorie, mais il est juste de dire qu'il ne cède pas à la tentation de s'en attribuer le mérite.

« Et je me tourne maintenant vers celui que vous avez appelé à me succéder, et dont la personnalité scientifique est telle que je pense inutile de vous le présenter. On ne présente pas un Guinier à des cristallographes ! Ses ouvrages (dont le dernier, *Théorie et Technique de la Radiocristallographie*, est maintenant traduit en anglais et en japonais), ses travaux et ceux de son équipe — que ce soit sur la diffusion aux petits angles, sur l'amélioration des techniques de rayons X, sur l'étude des défauts de périodicité dans les cristaux par la diffusion et la mise en évidence des zones dites de Guinier-Preston, sur la structure des hauts polymères, sur les défauts de structure des cristaux irradiés aux neutrons — sa carrière de professeur et notamment de professeur de Physique du solide où il commence de former les équipes de demain, ses qualités d'administrateur qui l'ont fait choisir comme assesseur au doyen, responsable de l'organisation de la nouvelle faculté d'Orsay, me font augurer pour notre Société, une année pleine de promesses et qui me permettent de le remercier de son dévouement à venir.

« A côté de lui, vous avez appelé à la Vice-Présidence, M. Barrabé, professeur de Géologie appliquée à la Sorbonne et directeur du Laboratoire de Géologie de l'École Normale Supérieure, ainsi que M. Orliac, professeur de Minéralogie à la Faculté des Sciences de Toulouse.

« Au seuil de cette année 1960, qui s'annonce lourde puisqu'elle va comporter à peu près à la même époque deux importantes manifestations internationales, le Congrès de Cristallographie de Cambridge et le Congrès de Géologie de Copenhague, je me permets de leur adresser en votre nom, nos vœux les plus sincères. »

Puis, M. Ph. OLMER cède le fauteuil présidentiel à M. A. GUINIER.

M. A. GUINIER remercie l'Assemblée de lui avoir fait l'honneur de l'avoir élu Président et l'assure de son dévouement pour apporter sa propre contribution aux longs efforts de ces prédécesseurs qui n'ont cessé de développer et maintenir la prospérité de notre Société.

Puis, au nom de tous, il adresse ses plus vives félicitations à M. Olmer et lui remet la médaille de la Société réservée aux anciens présidents, frappée à l'effigie d'Haüy : « Je me fais votre interprète pour lui exprimer vos sentiments de sympathie et lui dire combien son année de présidence a été appréciée par tous. M. Olmer était particulièrement désigné pour occuper ces fonctions, car c'est un minéralogiste, un cristallographe et un physicien et aussi un administrateur qui a déjà assumé de lourdes responsabilités de direction à l'École des Mines de Nancy et maintenant au Laboratoire Central des Industries Électriques. »

Puis, « il rend hommage à notre Secrétaire général, M. Rose, aidé de M^{me} Protas ; les présidents passent et font des discours, eux restent, travaillent et font vivre notre Société. C'est grâce à eux que nous pouvons lire un *Bulletin* dont la tenue et la présentation s'améliorent d'année en année. C'est grâce à eux que sont organisées sans à coup les séances mensuelles auxquelles un groupe nombreux et fidèle a plaisir à se retrouver ».

Enfin, M. Guinier fait remarquer que « si l'on consulte la liste des présidents successifs, on est frappé par la variété de leurs origines et de leurs spécialités » ; cette année vous avez choisi un physicien et non un minéralogiste, on peut dire que ce n'est là que le reflet d'une des raisons d'être essentielles de notre Société. Elle est le

point de regroupement de chercheurs aux préoccupations très variées qui sont heureux de se réunir parce qu'ils sentent qu'il est pour eux des sujets d'intérêt commun et que les activités de la Société leur sont d'un profit certain.

« Je souhaite que notre Société puisse remplir ce rôle indispensable avec de plus en plus d'efficacité et que sa prospérité continue de s'affirmer. »

* * *

Membres nouveaux.

MM. Jean BILLARD et N. THEOBALD, présentés à la dernière séance, sont proclamés membres de la Société.

Présentations.

M^{me} Hélène VON ELLER-PANDRAUD, chargée de recherches, Laboratoire de chimie-cristallographie, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e, présentée par M^{lle} Stora et M. Gillier.

M^{lle} Michelle HAMELIN, chargée de recherches, Laboratoire de chimie-cristallographie, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e, présentée par M^{lle} Stora et M. Gillier.

M. Lucien LAFOURCADE, professeur, Laboratoire de Physique structurale, Faculté des Sciences, Toulouse, Haute-Garonne, présenté par MM. Guinier et Bertaut.

M. René MEZARD, ingénieur à la Compagnie Saint-Gobain, 52, boulevard de la Villette, Paris, 10^e, présenté par MM. Duchêne et Krapivine.

M. Francis NAUDIN, ingénieur opticien à la Compagnie Saint-Gobain, 52, boulevard de la Villette, Paris, 10^e, présenté par MM. Duchêne et Krapivine.

M^{lle} Claudine PASCARD-BILLY, attachée de recherches, 2, rue Voisembert, Issy-les-Moulineaux, Seine, présentée par M^{lle} Stora et M. Gillier.

M. Jacques-Paul SUCHET, chef de laboratoire à la Compagnie Saint-Gobain, 182, avenue A.-Briand, Antony, Seine, présenté par MM. Duchêne et Krapivine.

M. Jerzy ZARZYCKI, chef de groupe, Laboratoire de la Compagnie Saint-Gobain, 52, boulevard de la Villette, Paris, 10^e, présenté par MM. Duchêne et Krapivine.

* * *

En ouvrant la séance, M. A. GUINIER, Président fait part aux membres :

- du prochain colloque sur la physique nucléaire aux basses et moyennes énergies, organisé par la Société française de Physique avec l'appui de l'Université de Grenoble, les 29 février, 1^{er} et 2 mars 1960. Les séances auront lieu à l'Institut Polytechnique de Grenoble et dans les locaux du Centre d'Études Nucléaires de Grenoble.
- de la Conférence de printemps du « X-ray analysis group » qui aura lieu les 8 et 9 avril 1960 au Département de chimie de l'Université de Reading, Angleterre, et au cours de laquelle les sujets suivants seront traités : Neutron and electron diffraction, X-ray micro-analysis, Soft X-ray spectroscopy and X-ray fluorescence.

Présentation d'échantillons.

MM. GESBAUD et GEFFROY présentent des échantillons de *béryl* provenant de Chabannes en Saint-Sylvestre, Haute-Vienne.

La présence de béryl dans la pegmatite de la carrière de Chabannes était connue depuis longtemps. Mais il s'agissait de cristaux pierreux. Récemment, M. Gesbaud fouillant la partie souterraine de l'ancienne exploitation, a découvert une poche à béryls transparents très abondants, englobés dans un mélange terreux de séricite et de bertrandite. En lame mince, les cristaux fibreux de bertrandite, implantés perpendiculairement aux faces p du béryl, leur forment une auréole continue (F. Chantret). Les cristaux, à face brillante, se dégagent facilement de leurs gangues.

Les auteurs présentent une centaine de cristaux transparents à translucides, d'un bleu-vert très pâle, dont le plus gros atteint $3,5 \times 1,8$ cm. Un cristal plus petit, taillé en gemme, est d'une transparence parfaite, mais presque incolore.

Communications.

1^o MM. J. BEGUINOT et S. VUKOTIC. — *Sur la synthèse de la chalcoppyrite.*

La chalcoppyrite pure a été obtenue par chauffage, sous courant d' H_2S , d'un mélange intime équimoléculaire de chlorure ferrique et de chlorure cuivreux.

A la suite de cette communication, M. Orcel demande aux auteurs si la bornite et la chalcoppyrite ont été obtenues dans les mêmes conditions.

pyrite ont été obtenues dans les mêmes conditions.

2^o M^{me} BOURRE. — *Structure cristalline du monohydrate de l'acide sulfurique.*

L'acide sulfurique monohydraté cristallise à 8,6° C, mais pour prévenir une hydratation plus poussée, tout le travail expérimental a dû être fait à basse température : — 100° C environ. Les cristaux appartiennent au système monoclinique. Le groupe de symétrie est $P 2_1/a$. La maille élémentaire qui contient quatre molécules a les paramètres suivants : $a = 8,16$ Å, $b = 6,98$ Å, $c = 6,96$ Å et $\beta = 105^\circ 45'$. La structure a été résolue par l'interprétation de la fonction de Patterson sur les deux projections xy et xz , sur lesquelles des calculs successifs de densité électronique et de séries-différence, ont permis de préciser les positions atomiques. On retrouve dans chaque tétraèdre SO_4 , deux groupes de liaisons S-O dont les longueurs sont 1,40 et 1,43 Å d'une part, 1,50 et 1,51 Å de l'autre. Les tétraèdres SO_4 associés, par des liaisons hydrogène, forment des chaînes. Les chaînes parallèles entre elles, et associées par l'intermédiaire des liaisons hydrogène qu'elles forment avec l'eau, sont groupées en feuillets.

Il est intéressant de comparer cette structure à celle de l'acide anhydre, où les tétraèdres SO_4 associés par deux groupes de liaisons hydrogène, forment aussi des feuillets. Dans chaque feuillet, les chaînes de SO_4 sont associées par des liaisons hydrogène qui sont rompues dans l'hydratation. Les chaînes s'écartent alors pour permettre aux molécules d'eau de se placer entre elles et dans le feuillet.

3^o MM. G. GUITARD, E. RAGUIN et G. SABATIER. — *La symétrie des feldspaths potassiques dans les gneiss et les granites des Pyrénées orientales.*

Les méthodes optiques classiques et les diffractogrammes de rayons X nous ont permis de préciser la symétrie des feldspaths étudiés. Au cours du métamorphisme général, l'orthose se forme dans les gneiss de la catazone et le microcline dans les gneiss de la mésozone. Dans le massif du Canigou on observe la coexistence de l'orthose et du microcline, jusque dans la mésozone de bas degré, le premier feldspath paraissant être une forme métastable. Au cours de la granitisation régionale, la nature du feldspath potassique caractérise, pour la région étudiée, les divers étages de granitisation. Les auteurs

soulignent l'importance de quelques facteurs cinétiques favorisant l'immersion de l'orthose en microcline.

A la suite de cette communication M. Kraut rappelle l'exposé qu'il a fait avec M^{lle} Caillère au mois de juin 1959, sur la répartition des feldspaths potassiques dans la région d'Avallon. Dans la partie interprétative de leur communication, les auteurs se sont référés aux notions orthose feldspath de « haute température » et microcline de « basse température ». Il constate que MM. Guitard, Raguin et Sabatier approuvent ces critères de températures.

M. E. Friedel fait observer que dans le travail auquel M. Kraut fait allusion, il existait quelque incertitude dans la détermination exacte des feldspaths ; cette incertitude disparaît dans la présente communication où tous les échantillons ont été déterminés par la diffraction des rayons X.

M^{lle} S. Caillère demande s'il a été possible de délimiter les zones à microcline et à orthose dans

un même massif de granite et comment se présentent les positions des deux types de feldspaths potassiques à l'affleurement ; elle rappelle que dans la région d'Avallon où elle a travaillé avec M. Kraut, le microcline se développait principalement à la périphérie des massifs granitiques.

M. Guitard précise que l'objet de la communication n'était pas l'étude détaillée de la répartition des différents types de feldspaths potassiques dans un massif déterminé de granite ; néanmoins des études en cours sur le massif granitique de Querigut, massif en amas stratoïde avec toit et plancher, ont montré aux auteurs la répartition zonale de l'orthose et du microcline : l'orthose prédomine ou existe exclusivement au toit, le microcline se développe à la base. Ces résultats feront l'objet d'une prochaine communication.

M. A. Guinier, Président, remercie les auteurs des communications et tous ceux qui ont participé aux discussions.

Séance du 11 février 1960

PRÉSIDENCE DE M. A. GUINIER, PRÉSIDENT.

Membres nouveaux.

M^{me} Hélène VON ELLER-PANDRAUD, M^{lle} Michelle HAMELIN, MM. Lucien LAFOURCADE, René MEZARD, Francis NAUDIN, M^{lle} Claudine PASCARD-BILLY, MM. Jacques-Paul SUCHET et Jerzy ZARZYCKI, présentés à la dernière séance, sont proclamés membres de la Société.

Présentations.

M^{lle} Louise COLAS, minéralogiste, 3, rue de Navarre, Paris, 5^e, présentée par MM. Guillemin et Pierrot.

M. Jules DEJACE, assistant à l'Université de Liège, 278, rue de Bois-de-Breux, Jupille, Belgique, présenté par MM. Brasseur et Melon.

M. Jean-Maurice DEVAUX, ingénieur en chef au C. N. E. T., 17, rue du Centenaire, Puteaux, Seine, présenté par MM. Guinier et Wyart.

M. Arnold GRIMBERT, ingénieur géologue, 26, rue Fer-à-Moulin, Paris, 5^e, présenté par MM. Carrat et Guillemin.

M. Philippe LAGNY, licencié ès sciences, 19, rue du Maréchal-Joffre, Versailles, S.-et-O., présenté par MM. Brousse et Nicolas.

M. Noël MAZARS, minéralogiste au B. R. G. M., 74, rue de la Fédération, Paris, 15^e, présenté par MM. Lévy et Pierrot.

M^{lle} Danièle METAIS, assistante au Laboratoire de Pétrographie de la Sorbonne, 40, rue Philibert-Delorme, Paris, 17^e, présentée par MM. Jung et Brousse.

M. Jean-Pierre QUIN, assistant au Laboratoire de Pétrographie, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e, présenté par MM. Jung et Brousse.

* *

En ouvrant la séance, M. GUINIER, Président, est heureux de souhaiter la bienvenue au Vice-Président de notre Société, M. ORLIAC, professeur de Minéralogie à la Faculté des Sciences de Toulouse.

Puis, il fait part aux membres, de la prochaine réunion de l'Assemblée Générale ordinaire de la

Fédération française des Sociétés de Sciences naturelles, qui aura lieu le samedi 20 février 1960 à 14 h 30, Salle de cours, rez-de-chaussée, 43, rue Cuvier, Paris, 5^e. Notre Société sera représentée par MM. N. Boubée, M. Dérivé et C. Guillemin.

* *

Communications.

1^o M. N. BOCCARA. — *Fréquences des oscillations optiques longitudinales et transversales dans la sylvine.*

Par la photométrie des rayons X diffusés on a déterminé les fréquences des oscillations thermiques de la branche optique dans la sylvine à la température de 140° K. Les fréquences des oscillations longitudinales et transversales qui se propagent suivant un axe ternaire sont différentes.

Discussion.

M. Mériel : Est-ce que le rapport $\left(\frac{\varepsilon_0}{\varepsilon_\infty}\right)^{\frac{1}{2}}$ dépend de la température ?

M. Boccara : Probablement, mais très peu, d'ailleurs les fréquences que je détermine à 140° K sont supérieures seulement de quelques pourcents à celles que vous avez déterminées à la température ordinaire.

M. Guinier : Est-ce que le désaccord observé sur la valeur de la fréquence optique principale transversale pourrait s'expliquer par un type de diffusion inconnu que l'on négligerait ?

M. Boccara : Oui, mais je crois que l'écart tient surtout à l'imprécision sur la valeur de l'effet Compton.

M. Laval : La valeur de l'effet Compton a été calculée par moi avec une certaine approximation. Il faudrait reprendre les calculs.

M. Curien : Freemann va publier de nouveaux calculs sur l'effet Compton qui sont en très bon accord avec les résultats expérimentaux déjà connus.

M. Mering : Comment séparez-vous les contributions optiques et acoustiques ?

M. Boccara : Au voisinage des nœuds de coordonnées impaires la diffusion est due surtout aux ondes optiques ; on évalue la contribution acoustique à l'aide d'un spectre de fréquences calculé *a priori* à partir des constantes élastiques, puis par une méthode d'itération, on améliore cette correction avec les résultats obtenus.

M. Mering : Tenez-vous compte de la diffusion due aux lacunes ?

M. Boccara : Non, on suppose le cristal parfait et on néglige les diffusions dues aux défauts.

2° MM. G. AUBERT, P. BARIAND, L. BURNOL et J. GEFFROY. — *Présence de scheelite dans le gîte de mispickel aurifère de Tournebise (Puy-de-Dôme)*.

Dans ce gisement un filon renferme de la scheelite abondante en éléments atteignant 1 cm. Le gîte peut être considéré comme un terme intermédiaire entre les formations à tungstène et les formations à mispickel aurifère.

3° MM. P. DUCROS et A. RIMSKY. — *Positions et mobilité des cations dans la chabasie*.

Les variations du rapport Al/Si des cristaux de chabasie laissent prévoir un désordre, au moins à grande distance, des positions respectives des Al et des Si. Les auteurs apportent une preuve supplémentaire de ce désordre, basée sur une remarque géométrique à propos du réseau rhomboédrique de la chabasie. Ce réseau devrait être, en effet, hexagonal si l'ordre à grande distance existait.

Les études de relaxation diélectrique sur des lames monocristallines de chabasie contenant en proportion variable des cations Ca et Na, montrent que ces cations sautent continuellement d'une position à une autre. Le temps nécessaire à un cation pour surmonter la barrière de potentiel qui le sépare d'un minimum de potentiel voisin est de l'ordre de 10^{-2} sec. pour Ca et de 10^{-7} sec. pour Na. Cet écart est dû à la différence de charge de ces cations. De plus, les positions d'équilibre des cations monovalents et divalents sont certainement distincts dans la structure.

La mobilité des cations est en liaison avec la teneur en eau du cristal. Elle passe par un maximum pour une certaine teneur en eau. L'interprétation proposée fait appel à deux effets antagonistes. L'un est d'origine essentiellement géométrique : aux fortes teneurs en eau, la liberté d'oscillation d'un cation dans un trou de potentiel est diminuée. L'autre est un effet électrostatique : la proximité d'une molécule d'eau convenablement orientée peut modifier notablement les forces électrostatiques liant les cations aux tétraèdres (AlO_4).

Discussion.

M. J. Friedel demande des précisions sur l'importance des énergies d'activations. Elles sont de l'ordre de 1 ev.

M. Jung désirerait connaître le mécanisme de déplacement des ions Ca dans la chabasie.

M. Orcel rappelle les travaux de M. Wyart sur l'absorption du mercure dans la chabasie.

M. Epelboin souligne l'importance qu'il y aurait à effectuer ces mesures sur des cristaux en équilibre de tension de vapeur d'eau.

M. Cribier pose des questions concernant les différentes zéolites synthétiques vendues industriellement.

M. Guinier demande sous quelle forme est l'eau dans la chabasie et souligne l'intérêt qu'il y aurait à effectuer des essais d'analyse thermique différentielle à basse température.

Une discussion, à laquelle prennent part MM. Guinier, J. Friedel, Jourdain et Orcel, sur le phénomène de congélation de l'eau dans la chabasie, confirme l'intérêt de mener à bien une étude de résonance magnétique nucléaire à basse température.

4° MM. S. ZIULKIEWICZ et A. RIMSKY. — *Propriétés de monocristaux de fer*.

Les auteurs donnent les propriétés magnétiques et la morphologie de ces cristaux obtenus par électrolyse ignée.

M. A. Guinier, président, remercie les auteurs des communications et tous ceux qui ont participé aux discussions.

Séance du 10 mars 1960

PRÉSIDENTE DE M. N. BOUBÉE, ANCIEN PRÉSIDENT.

Membres nouveaux.

M^{lle} Louise COLAS, MM. Jules DEJACE, Jean-Maurice DEVAUX, Arnold GRIMBERT, Philippe LAGNY, Noël MAZARS, M^{lle} Danièle METAIS, M. Jean-Pierre QUIN, présentés à la dernière séance, sont proclamés membres de la Société.

Présentations.

M. Pierre BERGÉ, ingénieur, C. E. N. Saclay, boîte postale n° 2, Gif-sur-Yvette, S.-et-O., présenté par MM. Curien et Mériel.

R. P. François DUPRÉ LA TOUR, professeur de physique biologique à la Faculté française de Médecine, Beyrouth, Liban, présenté par MM. Wyart et Rose.

M^{me} Odette LEFEBVRE, attachée de recherches, Laboratoire de Chimie-Cristallographie, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e, présentée par M^{lle} Stora et M. Gillier.

M. Adolphe NICOLAS, assistant, École Nationale Supérieure des Mines de Nancy, M.-et-M., présenté par MM. Jung et Brousse.

M. Pierre PERIO, ingénieur, C. E. N. Saclay, boîte postale n° 2, Gif-sur-Yvette, S.-et-O., présenté par MM. Curien et Mériel.

M. Guy TAMAIN, étudiant, 24, rue Castagnary, Paris, 15^e, présenté par MM. Brousse et Deicha.

SOCIÉTÉ DES CEMENTS LAFARGE, Centre de la Jonchère, Côte de la Jonchère, Bougival, S.-et-O., présentée par MM. Wyart et Rose.

* *

En ouvrant la séance, M. N. BOUBÉE, Président, fait part aux membres :

1^o du compte rendu de la réunion de la Fédération des Sociétés de Sciences Naturelles, qui s'est tenue au Muséum d'Histoire Naturelle, le samedi 20 février 1960. Notre Société y était représentée par M. M. Dérivé.

« A la suite des habituels comptes rendus sur l'année biologique et l'Office de faunistique, le problème, toujours d'actualité, de la Protection de la nature fut évoqué. Notons à ce sujet que

le Conseil National pour la Protection de la nature, envisage un inventaire général des richesses de notre Pays et va faire désigner deux représentants par département comportant, en principe, un zoologiste et un botaniste. A ce sujet, il faut regretter, une fois de plus, l'oubli presque systématique des sciences minéralogiques et géologiques, au profit de la zoologie et de la botanique, que d'aucuns considèrent comme seuls éléments normaux des sciences naturelles. »

2^o des deux prochaines conférences, que fera le professeur Wilman de l'Imperial College of Science and Technology de Londres, sur les sujets suivants : « Le frottement, l'usure et la structure des surfaces solides pendant l'abrasion » et « L'épitaxie de couches minces, étudiée par diffraction et microscopie électroniques ». Ces conférences auront lieu aux Laboratoires du C. N. R. S., 1, place Aristide-Briand, Bellevue S.-et-O., les 15 et 18 mars 1960 à 15 heures.

* *

Présentation d'échantillons.

M. J. BERTHEAU présente des échantillons provenant de la région de Bou-Azzer, qui est au Maroc la seule productrice de cobalt et de nickel, et qui se situe à 160 km au S.-E. de Marrakech et s'étend sur une quarantaine de kilomètres le long de l'accident majeur de l'Anti-Atlas. Les gisements visités, qui sont ou furent exploités, ont fourni principalement des minéraux d'arséniates et arséniures de cobalt et nickel.

M. J. Bertheau présente :

- de remarquables groupements de cristaux d'érythrite et des échantillons de *roselite*, d'*hétérogénite* et de *novacékite*, provenant du filon 7 de Bou-Azzer ;
- des échantillons d'érythrite, de *roselite* et β -*roselite*, provenant d'Arhbar ;
- des échantillons de *skutterudite* et de *stichtite*, provenant d'Irthem ;

— des échantillons de *nickeline*, provenant du filon 51 des Aït-Ahmane.

D'autres minéraux ont été récoltés qui sont actuellement à l'étude.

Cette mission a pu être effectuée grâce à l'accord et à la recommandation de la Direction de l'Omnium Nord-Africain à Casablanca et avec l'aide des ingénieurs et du personnel des Mines de Bou-Azzer et du Graara.

La carte et les renseignements d'ordre géologique et métallogénique, qui servirent à l'illustration et à la rédaction de ce rapport, ont été extraits de la publication sur les minerais de cobalt et de nickel par M. Jurasky du Service Géologique du Maroc.

Communications.

1^o M. R. HOUDAILLE. — *Présentation de la nouvelle carte des richesses minérales de la France au 1/1 000 000^e.*

Une carte portant ce nom avait été éditée en 1951 par les Éditions géographiques de France, avec des documents fournis par le Service des Mines. Elle est maintenant périmée. Le Ministère de l'Industrie a chargé le Bureau de Recherches Géologiques et Minières et le Bureau de Documentation Minière d'établir cette nouvelle édition qui est plus précise et plus détaillée.

Une courte note sera publiée à ce sujet dans notre *Bulletin*.

2^o MM. L. BURNOL et J. GEFFROY. — *Trois gisements français de linnaeite.*

Des minéraux du groupe de la linnaeite sont décrits dans trois catégories très différentes de gîtes : indices des formations cuivreuses chloritiques localisées dans les trappes de Raon-l'Étape (Vosges), filons à sidérose-chalcopryrite des Pyrénées-Orientales, filon barytique post-liasique de la Grave (Isère). Le troisième d'occurrence est nouveau.

A la suite de cette communication, M. Orcel félicite les auteurs d'avoir présenté une communication aussi riche en description.

3^o M. P. LAFFITTE. — *Formation des minéralisateurs et des fluides juvénils.*

Les réactions de granitisation et de métamorphisme, de même que la cristallisation de magmas silicatés libèrent des minéralisateurs. La transposition à des phénomènes géologiques de

l'étude physico-chimique de cette libération indique que, dans le cas d'un système clos, il y a identité entre les phases fluides libérées. Par contre, dans le cas de systèmes ouverts, les phénomènes de distillation sélective et leurs modalités ne seront pas les mêmes.

Cette communication donnera lieu à la publication d'un mémoire dans un de nos prochains *Bulletins*.

4^o M. A. SANDREA. — *Essai d'ensemble sur la minéralogie et la géochimie du thorium. I.*

Après un bref rappel historique des principales étapes de la chimie, radio-chimie et des applications industrielles classiques du thorium, l'auteur expose les caractéristiques essentielles des deux catégories de minéraux renfermant l'élément : 1) minéraux à hautes teneurs, à savoir thorianites, thorites, monazites et huttonite, et, 2 a) minéraux à faibles teneurs, mais de grande fréquence (zircons, allanites), 2 b) minéraux à faibles teneurs et de fréquence moyenne ou faible, niobo-titano-tantalates, titanates, etc... Après avoir donné des précisions sur le caractère primaire des minéralisations thorières *in situ* d'une part, et l'extrême rareté des minéralisations secondaires, d'autre part, l'auteur conclut à la non-existence d'un cycle géochimique secondaire *structu senso* du thorium tout à fait différent comme comportement, dans ce domaine, de l'uranium. L'étude des types de gisements sera exposée au cours d'une prochaine séance.

A la suite de cette communication, M. Orcel rappelle des notions fondamentales sur la géochimie de l'uranium et du thorium, M. Geoffroy demande des précisions sur l'état de valence du thorium dans les minéraux étudiés et M. van Wambeke sur l'existence de minéraux secondaires du thorium.

5^o M. L. VAN WAMBEKE. — *Identité entre l'ampangabéite et la samarskite.*

L'auteur donne une étude comparative, description et propriétés, d'ampangabéites et de samarskites d'origines diverses, par plusieurs méthodes : diffraction, fluorescence X, analyse thermique différentielle.

Cette étude fera l'objet d'un mémoire qui sera publié dans un de nos prochains *Bulletins*.

Cette communication est suivie d'une discussion : M. Fauquier pense que si l'on applique aux niobotantalates métamictes la règle consis-

tant à rechercher entre deux individus, une identité de structure reflétant une identité de composition, on aboutira normalement pour ces minéraux à la multiplication des espèces et non pas à leur diminution. L'actuelle classification des niobotantalates est basée sur la variation minimum de composition en relation avec une identité de formes extérieures. Elle définit donc seulement certains repères qui pourront servir à une véritable classification ultérieure quand les propriétés de ces substances seront mieux connues.

M. Orcel ajoute que dans ce groupe d'oxydes complexes il est difficile de parler d'espèces véritables puisque ces substances sont métamictes,

et possèdent une structure désordonnée. En outre elles ont subi des transformations chimiques postérieurement à leur cristallisation. Ce sont donc des pseudomorphoses d'une nature particulière et, dans l'ensemble des nombreux individus qui les représentent, on peut seulement distinguer des types de compositions chimiques globales qui peuvent avoir une signification géochimique par suite du départ ou de l'apport constant de catégories d'éléments déterminés.

M. N. Boubée, Président, remercie les auteurs des communications et tous ceux qui ont participé aux discussions.

Séance du 21 avril 1960

PRÉSIDENTENCE DE M. A. GUINIER, PRÉSIDENT.

Membres nouveaux.

MM. Pierre BERGÉ, R. P. François DUPRÉ LA TOUR, M^{me} Odette LEFEBVRE, MM. Adolphe NICOLAS, Pierre PERIO, Guy TAMAIN et la SOCIÉTÉ DES CIMENTS LAFARGE, présentés à la dernière séance, sont proclamés membres de la Société.

Présentations.

M^{lle} Micheline D'ALBISSIN, attachée de recherches, Laboratoire de géologie dynamique, 1, rue Victor-Cousin, Paris, 5^e, présentée par MM. Glangeaud et Curien.

M. Geoffrey S. D. KING, Ms, Cristallographe, 95, rue Gatti de Gamond, Bruxelles, Belgique, présenté par M. Rose et M^{lle} Genet.

M^{me} Marianne LAMBERT, chargée de recherches, La Résidence, Orsay, S.-et-O., présentée par MM. Guinier et Rose.

M. Daniel TAUPIN, ingénieur E. S. P. C. I., 104, rue Marcadet, Paris, 18^e, présenté par MM. Guinier et Rose.

M. Raymond WEISS, chargé de recherches, laboratoire de Minéralogie-Cristallographie, 4, avenue Heydenreich, Nancy, M.-et-M., présenté par MM. Bolfa et Kern.

*
* *

Présentation d'ouvrage.

Récents progrès réalisés dans la fabrication des réfractaires. Emplois nouveaux, publication de l'Institut de Céramique française, présentée par M. A. JOURDAIN.

Communications.

1^o M. D. TAUPIN. — *Théorie dynamique de la réflexion des rayons X par des cristaux courbés élastiquement (cas de Bragg symétrique)*.

Application des principes de la théorie dynamique de Darwin au cas des cristaux perturbés. La perturbation est supposée régulière et continue, et ne dépend que d'une seule coordonnée

Bull. Soc. franç. Minér. Crist., 1960.

d'espace perpendiculaire aux plans réflecteurs et aux surfaces du cristal ; l'étude est limitée au cas de Bragg symétrique. On en déduit une équation différentielle, intégrale seulement numériquement. Le cas où la perturbation est fonction linéaire de la coordonnée est étudié en détail et une méthode de calcul du pouvoir réflecteur est donnée, dans le cas général où le déplacement est fonction quadratique des trois coordonnées d'espace. La réflexion 400 du silicium avec la raie du molybdène est étudiée expérimentalement, pour des courbures cylindriques élastiques variables. L'accord est assez bon et les écarts semblent dus aux défauts de l'échantillon.

La discussion est animée en particulier, par MM. Curien et Le Corre. L'auteur précise que les rayons qui interféraient en un point donné étaient rigoureusement colinéaires, mais faisaient intervenir, par suite des réflexions multiples, des rayons non rigoureusement parallèles, du fait de la distorsion du cristal. De même que pour un cristal parfait on ne fait interférer que les seuls rayons parallèles à une direction donnée, on est amené ici à ne faire interférer que des rayons ayant entre eux une certaine relation géométrique (choix d'une famille à deux paramètres parmi tous les rayons incidents).

D'autre part, les « oscillations » apparaissant sur la forme des raies étaient de l'ordre de la fraction de seconde en général, donc difficilement décelables expérimentalement. Leur origine physique est la combinaison de l'onde diffusée localement par une partie du cristal hors des conditions de réflexion totale, avec l'onde principale réfléchie par la partie du cristal satisfaisant aux conditions de réflexion. Leurs amplitudes s'ajoutent ou se retranchent selon leur déphasage qui varie très rapidement selon l'endroit du cristal et selon l'angle d'incidence (distance entre deux maxima de l'ordre de la fraction de μ).

2^o MM. C. BEAUMONT et C. GUILLEMIN. — *Nouvelles données sur la dundasite*.

Lors d'un voyage en Sardaigne, les auteurs ont reconnu un minéral rare, la dundasite, car-

bonate basique hydraté d'aluminium et de plomb, dans une recherche à Gonnese, au sud-ouest de la mine de San Giovanni, région d'Iglesias. Dans ce gisement, la dundasite se trouve sous deux formes : en sphérolites isolés sur des cristaux aciculaires de cérosite et en masses fibroradiées, avec allophane, gibbsite, cérosite, la dundasite étant le constituant principal. L'étude minéralogique et chimique de la dundasite de Gonnese, permet de confirmer la formule précédemment admise, sauf en ce qui concerne la teneur en eau ; la nouvelle formule proposée est : $\text{Pb}_2\text{Al}_4(\text{CO}_3)_4(\text{OH})_8 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$.

M^{lle} Caillère, M. Jourdain, M. Kurylenko participent à la discussion. Les auteurs donnent des précisions sur les résultats de l'analyse thermique différentielle et la courbe d'analyse thermopondérale et proposent des hypothèses sur la formation de la dundasite.

3^o M. A. SANDRÉA. — *Essai d'ensemble sur la minéralogie et la géochimie du thorium. II.*

L'étude de l'auteur porte d'abord sur les localisations normales du thorium et les faciès de *dispersion* (zircons du domaine granitique, sphène et allanites des limites grano-dioritiques), puis sur les petites concentrations (minéraux lourds des pegmatites potassiques à terres rares, minéralisations associées à l'étain dans les granites hyperalcalins et les roches syénitiques), enfin sur les petites concentrations constantes dans le domaine alcalin des syénites néphéli-

niques et carbonatites associées à celles-ci (loparite à Kola, koppites, pyrochlores d'Afrique, etc...). Des détails sont donnés sur les grandes concentrations anormales, les gisements massifs de monazite des granites du Namaqualand (Steenkampskraal, U. S. Africaine), ceux des roches charnockitiques du sud de Madagascar et des gisements de thorianite de la même région.

Après une discussion sur les hypothèses génétiques de formation de ces gisements et un rappel de deux amorces de cycle sédimentaire des monazites détritiques (côte est de Madagascar et côte sud-ouest du Hedjaz), M. Orcel insiste sur l'importance des rapports constatés à plusieurs reprises entre la présence de gisements primaires importants de monazite et les formations charnockitiques.

3^o M. R. HOCART et M^{me} N. PICARD. — *Présentation d'un film en couleurs.*

Les auteurs présentent un film en couleurs qui a un intérêt pédagogique. Ils montrent des phénomènes de croissance cristalline et de transformations polymorphiques du nitrate d'ammonium, en lumière polarisée.

M. R. Hocart rappelle que le nitrate d'ammonium a fait l'objet de nombreux travaux de M. Wallerant, qui a été directeur du Laboratoire de Minéralogie de la Sorbonne.

M. A. Guinier, Président, remercie les auteurs des communications et tous ceux qui ont participé aux discussions.

Séance du 12 mai 1960

PRÉSIDENTE DE M. A. GUINIER, PRÉSIDENT.

Membres nouveaux.

M^{lle} Micheline D'ALBISSIN, M. G. S. D. KING, M^{me} Marianne LAMBERT, MM. Daniel TAUPIN et Raymond WEISS, présentés à la dernière séance, sont proclamés membres de la Société.

Présentations

M. Robert CADORET, assistant, Laboratoire de Minéralogie, Faculté des Sciences, Caen, Calvados, présenté par MM. Kern et Monier.

M. Alan, GRAY COCKBAIN, pétrologist, c/o Barclay's Bank, Benet street, Cambridge, Angleterre, présenté par MM. Hallimond et Henry.

M. Janos KISS, docteur ès sciences, Muzeum Korut, n° 4 A, Budapest, 8^e, Hongrie, présenté par M^{lle} Caillère et M. Kraut.

M^{me} Micheline REGOURD, licenciée ès sciences physiques, 50, rue Georges-Sorel, Boulogne-sur-Seine, présentée par MM. Guinier et Yan-naquis.

M. Henri, Jean SCHUBNEL, expert en pierres précieuses, 15, rue du Maréchal-Joffre, Nice, Alpes-Maritimes, présenté par MM. Wyart et Guillemain.

INSTITUT DE MINÉRALOGIE, DE GÉOCHIMIE ET DE PÉTROGRAPHIE DE L'UNIVERSITÉ DE BUDAPEST, Muzeum Korut n° 4 A, Budapest 8^e, Hongrie, présenté par M^{lle} Caillère et M. Kraut,

* *

En ouvrant la séance, M. Guinier, Président, fait part aux membres de la récente élection à l'Académie des Sciences de M. J. LAVAL, ancien Président de notre Société, professeur au Collège de France, à qui il adresse de la part de tous les membres, ses plus vives félicitations.

D'autre part, il annonce le décès à l'âge de 81 ans du professeur Max von LAUE. M. Guinier rappelle la place considérable que les travaux scientifiques du professeur Max von Laue ont occupée, non seulement en cristallographie, mais aussi dans beaucoup d'autres domaines et en particulier, en relativité. Son expérience historique de la diffraction des rayons X par les cristaux est à l'origine de tous les travaux sur la détermination des structures atomiques qui aujourd'hui connaissent un développement considérable.

M. Guinier se fait l'interprète de tous les membres de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie, pour adresser à M^{me} Max von LAUE et à ses collaborateurs, l'expression de ses condoléances émues et propose que notre Société soit représentée aux cérémonies officielles qui auront lieu à Göttingen le 18 juin.

Présentation d'ouvrage.

Les produits de silice par A. JOURDAIN, Publication de l'Institut de Céramique française, extrait de *L'Industrie Céramique*, n^{os} 515 et 516, janvier et février 1960.

Communications.

1^o M. A. GUINIER et M^{me} REGOURD. — *Détermination des paramètres du réseau d'un grain monocristallin, à l'aide d'un seul diagramme de Weissenberg.*

Le principe de la méthode est le suivant : la chambre de Weissenberg est utilisée sans son cache ; on fait, successivement, deux clichés de cristal oscillant, respectivement avec un porte-film fixe et mobile ; les coordonnées d'un certain nombre de nœuds sont ainsi déterminées, à condition de faire un modèle spatial de ces nœuds. La maille du réseau apparaît facilement.

Suit une discussion sur les possibilités de la méthode à laquelle participent MM. Curien et Epelboin.

2^o M. G. TSOUCARIS. — *Une méthode simple permettant de trouver la troisième coordonnée des atomes, dans la détermination des structures atomiques.*

La connaissance préalable des paramètres x_n et y_n permet une linéarisation facile des facteurs de structure de même indice l . On obtient ainsi un système d'équations linéaires à $2n$ inconnues ; le nombre d'équations est égal au nombre de réflexions d'indices hkl observées. La méthode des moindres carrés appliquée à ce système, d'une manière rigoureuse ou approximative, donne les valeurs inconnues z_n . Les calculs peuvent être effectués sur les calculatrices IBM 704 ou Bull.

A la suite de cette communication, M^{me} von Eller-Pandraud rappelle la méthode des projections généralisées de Cochran qui est basée sur un principe analogue ; toutefois, cette méthode conduit à des résultats moins précis.

3^o M. J. BARRAUD. — *Le microscope polarisant en biologie. I.*

L'auteur rappelle la différence entre la biréfringence intrinsèque, liée à la structure cristallographique, et la biréfringence de forme (ou de texture) qui résulte d'une texture régulière périodique dont les éléments constitutifs (macromolécules, etc...) peuvent ne pas être biréfringents eux-mêmes. Cette texture se situe au niveau de ce que les biologistes appellent « l'ultrastructure cellulaire » (domaine submicroscopique). La biréfringence de forme présente la particularité de varier avec l'indice de réfraction du milieu d'immersion. En particulier, si les éléments constitutifs sont isotropes, elle s'annule lorsque leur indice est égal à celui du milieu. Elle est fréquemment observée dans les substances biologiques. Wiener, en 1912, en a fait la théorie dans les cas simples où les éléments constitutifs sont, soit des bâtonnets, soit des lamelles parallèles (voir un exposé de la théorie de Wiener dans G. Oster, *Birefringence and dichroism* dans G. Oster et A. Pollister, *Physical techniques in biological Research*, 1955, I, *Optical Techniques*, p. 439-460). Certaines substances biologiques présentent également un dichroïsme de forme. La biréfringence de forme est en général très faible et son observation et sa mesure exigent des appareils et des méthodes particuliers qui seront décrits dans une prochaine communication.

A la suite de cette communication, M. La-

combe signale qu'il a observé un phénomène analogue sur des couches d'oxydes métalliques, phénomène également explicable à partir de la théorie de Wiener.

4^o MM. CAPITANT et WEINRYB. — *Études minéralogiques réalisées avec la sonde électronique de Castaing.*

Après avoir rapidement décrit l'appareil, les auteurs définissent les domaines d'utilisation. La microsonde électronique permet de réaliser des analyses qualitatives et quantitatives non destructives et pratiquement ponctuelles intéressant des volumes de quelques microns-cubes. Ces analyses peuvent être effectuées sur des lames minces ou des sections polies et permettent d'atteindre tous les éléments de numéro atomique supérieur à 10. De plus, la microsonde peut servir à étudier la structure des échantillons en effectuant des diagrammes de Kossel et de Kikuchi. Les analyses qualitatives sont simples à réaliser, il est possible ainsi d'identifier des inclusions de quelques microns carrés de surface et de résoudre les problèmes posés par la reconnaissance des minéraux isotropes en inclusions. On peut aussi étudier par ce moyen la répartition des éléments dans une association minérale complexe. La sensibilité obtenue au cours de ces analyses est proche de un pour mille. L'analyse quantitative se fait en comparant les intensités d'une raie caractéristique émise par l'échantil-

lon et par un témoin de référence. Cette comparaison doit tenir compte de différents facteurs et en particulier de la résistivité. Pour des échantillons conducteurs et semi-conducteurs (dont la résistivité est inférieure à 10^5 ohms/centimètre), les dosages peuvent être réalisés avec une précision de l'ordre de quelques % et une sensibilité voisine de cinq pour dix mille. De nombreux minéraux faisant partie de cette catégorie ont été essayés : éléments, sulfures, sulfo-sels, oxydes des métaux lourds, en particulier, les spinelles. Le nombre des minéraux dont l'analyse peut être faite avec une précision satisfaisante par la sonde électronique sera augmenté par la constitution d'une large gamme de minéraux de référence. Les échantillons très isolants qui posent de nombreux problèmes sont étudiés actuellement ; des résultats satisfaisants ont déjà été obtenus sur des carbonates et des silicates (feldspaths) et aussi pour la détermination de la composition d'inclusions dans des verres.

A la suite de cette communication, M. Castaing donne quelques précisions sur les résultats d'analyse de divers échantillons de silice, résultats qui sont très satisfaisants. Par contre, des difficultés, encore inexpliquées, se présentent pour l'analyse de l'alumine.

M. A. Guinier, Président, remercie les auteurs des communications et tous ceux qui ont participé aux discussions.

Séance du 9 juin 1960

Le procès-verbal sera publié dans le fascicule 10-12.

Séance du 9 juin 1960.

PRÉSIDENTE DE M. J. ORCEL, ANCIEN PRÉSIDENT.

Membres nouveaux.

MM. Robert CADORET, Alan, Gray COCKBAIN, Janos KISS, M^{me} Micheline REGOURD, M. Henri Jean SCHUBNEL et l'INSTITUT DE MINÉRALOGIE, DE GÉOCHIMIE ET DE PÉTROGRAPHIE DE L'UNIVERSITÉ DE BUDAPEST, présentés à la dernière séance, sont proclamés membres de la Société.

Présentations.

M. Lucien GATINEAU, attaché de recherches, I. R. C. H. A., 12, quai Henri-IV, Paris, 4^e, présenté par MM. R. Hocart et J. Mering.

M. Guy PERRAULT, Professeur de Minéralogie, Casier postal 501, Snowdown, Montréal 29, Canada, présenté par MM. J. D. H. Donnay et A. Frueh.

*
* *

En ouvrant la séance, M. ORCEL, Président, souhaite la bienvenue à M. le Professeur W. T. SCHALLER, membre d'honneur de notre Société depuis 1956 et rappelle brièvement les grandes lignes de son activité scientifique (étude des amphiboles, de divers borates, étude des remplacements dans les pegmatites, étude d'espèces nouvelles, etc...). Le professeur W. T. Schaller très sensible à l'accueil qui lui est réservé et au grand honneur qui lui a été fait en 1956, honneur qui a rejailli sur ses collègues de l'U. S. Geological Survey, remercie chaleureusement les membres de la Société.

M. Orcel rappelle ensuite que le prochain Congrès de la Société Italienne de Minéralogie, aura lieu du 10 au 16 octobre 1960 à Naples.

Présentation d'ouvrages.

Le gisement de molybdène, tungstène et cuivre d'Azegour (Haut-Atlas), (1957), par F. PERMINGEAT, n° 141, 1959, de *Notes et Mémoires* du Service Géologique du Maroc, Rabat.

Bull. Soc. franç. Minér. Crist., 1960.

Mineralogia e Cristallografia, par C. ANDREATTA, éditeur : Libreria Universitaria L. Tinarelli, Bologne, 1957.

Communications.

1^o M. M. J. J. TRILLAT, L. TERTIAN et C. SELLA. — *Application du « Logetron » à la reproduction photographique de radiographies, de diagrammes de rayons X, d'électrons et de micrographies électroniques.*

Les auteurs décrivent le principe d'un nouveau dispositif électronique destiné à la reproduction haute fidélité de clichés à forts contrastes et en donnent des applications intéressant les utilisateurs de rayons X ou de microscopes électroniques.

A la suite de cette communication, M^{me} A. R. Weill et M. E. Mencarelli (Marine Nationale) signalent les avantages de ce procédé en métallurgie. Ils l'utilisent depuis dix-huit mois — par exemple pour reproduire les micrographies en contraste interférentiel — mais surtout en microfractographie électronique. Deux projections montrent la mise en évidence des détails, malgré le profil tourmenté de l'objet. Par ailleurs, l'analyse des produits de corrosion détachés par des répliques épaisses des surfaces de rupture, peut se faire directement en diffraction X par transmission. L'inévitable diffusion centrale due au vernis disparaît des tirages où les informations qualitatives recherchées sont bien mises en valeur.

2^o M^{me} H. von ELLER-PANDRAUD. — *Cristallochimie de colorants indigoides : structure de l'indirubine.*

Les cristaux d'indirubine, obtenus par sublimation, appartiennent au système orthorhombique, groupe spatial P 2₁2₁2₁. La maille, de dimensions $a = 4,74 \text{ \AA}$, $b = 11,95 \text{ \AA}$ et $c = 20,70 \text{ \AA}$, contient quatre molécules. La structure, mise en évidence par essais et erreurs, a été précisée en premier lieu par le calcul de séries différence bidimensionnelles et de pro-

jections généralisées. Par la suite, un raffinement tridimensionnel effectué sur l'ordinateur I. B. M. 704 selon la programmation XR2 modifiée a permis d'obtenir une précision de 0,02 Å sur les positions atomiques. On a pu mettre en évidence la légère configuration en V de la molécule, l'agitation thermique croissante à partir de la liaison médiane éthylénique vers les extrémités des deux demi-molécules, le raccourcissement des liaisons entre chacun des atomes d'azote et les deux atomes de carbone voisins, l'existence de liaisons hydrogène intra- et intermoléculaires. Les premières renforcent la stabilité de la forme moléculaire trans ; les secondes associent les molécules en chaînes parallèles à l'axe \vec{a} , direction d'allongement des cristaux.

M. Orcel remercie l'auteur et souligne l'intérêt de son travail qui pourrait apporter des informations intéressantes concernant la théorie des couleurs.

3° M. J. BARRAUD. — *Le microscope polarisant en biologie*. II.

L'auteur, qui a développé dans un exposé précédent (12 mai 1960) la notion de *biréfringence de forme* et qui a montré son importance dans l'étude de la structure de la matière vivante, traite aujourd'hui des méthodes et des appareils de *mesure des très faibles biréfringences*. La biréfringence des substances biologiques est en effet souvent très faible et peut correspondre à des différences de marche de l'ordre de quelques angströms seulement, sa mesure nécessite donc des appareils et des techniques particuliers. Le point essentiel est d'obtenir entre nicols croisés un champ parfaitement et uniformément obscur, on y parvient en éliminant toutes les causes de lumière parasite et en supprimant la « dépolarisation » des rayons obliques à la surface des lentilles.

S. Inoué, partant d'anciens travaux de E. Mallard, a résolu ce problème au moyen d'artifices optiques très ingénieux. D'autre part, la mesure des très faibles biréfringences rendues ainsi observables, nécessite également des techniques spéciales (Inoué et Coll., M. Swann et J. M. Mitchison) et en particulier, l'utilisation de compensateurs de très faible différence de marche (Köhler) : $\lambda/20$, $\lambda/30$ et même $\lambda/50$. Ces différentes techniques apportent une contribution de toute première importance à l'étude de préparations vivantes et de processus biologiques, comme la division cellulaire par exemple.

Une bibliographie sommaire sera donnée dans une prochaine courte-note (1).

La discussion qui suit l'exposé de l'auteur est animée en particulier par M. J. Orcel qui souligne l'intérêt encore actuel de certains travaux de Mallard et insiste sur l'importance de la rigueur dans les mesures effectuées au microscope polarisant et par M. J. Garrido qui revient sur l'intérêt des travaux (soulignés par l'auteur de la communication) effectués en Suisse par A. Freywyssling au moyen du microscope polarisant, particulièrement sur les tissus végétaux.

4° M. J. PROUVOST. — *Les variétés polymorphiques du sulfure d'antimoine*.

Le sulfure d'antimoine Sb_2S_3 présente plusieurs variétés polymorphiques bien connues. On passe de l'une à l'autre par élévation de température ou par compression. L'étude aux rayons X permet de suivre l'évolution.

Cette communication fera l'objet d'une courte note dans un prochain *Bulletin*.

M. J. Orcel, Président, remercie les auteurs des communications et tous ceux qui ont participé aux discussions.

(1) Voir : *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 1960, 83, n° 7-9, 225.

Séance du 10 novembre 1960.

PRÉSIDENCE DE M. A. GUINIER, PRÉSIDENT.

Membres nouveaux.

MM. Lucien GATINEAU et Guy PERRAULT, présentés à la dernière séance, sont proclamés membres de la Société.

M. Willem UYTENBOGAARDT, professeur de Minéralogie à l'Université libre d'Amsterdam, 142, rue de Laïressestraat, Amsterdam, Hollande, présenté par MM. Orliac et Pulou.

*
* *

Présentations.

M. Antonio de ACHA, docteur ès sciences, Hermosilla n° 86, Madrid, Espagne, présenté par MM. Guinier et Orcel.

M. José, Luis AMOROS, professeur de cristallographie, C. S. I. C. et Universidad de Madrid, Castellana, 84, Madrid, Espagne, présenté par MM. Guinier et Orcel.

M. Maurice ASTIER, agrégé de sciences physiques, stagiaire de recherches au C. N. R. S., 43, rue Jacob, Paris, 6^e, présenté par MM. Curien et Tsoucaris.

M. André BOLEWSKI, membre de l'Académie polonaise des sciences, professeur de Minéralogie et Pétrographie à l'Académie des Mines et de Métallurgie de Cracovie, Aleja Mickiewicza 30, Krakow, Pologne, présenté par MM. Goldsztaub et Rose.

M^{me} Marie-Luisa CANUT, docteur ès sciences, Antonio Pérez n° 13, Madrid, Espagne, présentée par MM. Guinier et Orcel.

M. René FOURET, professeur agrégé, 40, rue de Valmy, Lille, Nord, présenté par MM. Laval et Curien.

M. Jean-Marie HAMEURT, 21, rue du Colonel-Moll, Laxou, M.-et-M., présenté par MM. Bolfa et Roubault.

M. Jacques HOUSTY, chef de travaux, Laboratoire de Minéralogie et des rayons X, 20, Cours Pasteur, Bordeaux, Gironde, présenté par MM. Gay et Clastre.

M^{me} Yvette LAURENT, minéralogiste, B.R.G.M., 74, rue de la Fédération, Paris, 15^e, présenté par MM. Lévy et Pierrot.

M. Chapour MOZAFFARI, ingénieur des Mines, assistant au Laboratoire des Mines, Faculté Technique, 20, rue Gowhar (av. Behzad-av. Sassau), Téhéran, Iran, présenté par MM. Wyart et Bariand.

En ouvrant la séance, M. A. GUINIER, Président a le regret d'annoncer le décès de M. CHEVENARD, ancien Président de notre Société, survenu le 15 août 1960, de M^{me} RANDOIN, épouse de notre trésorier honoraire, de M. DUCET et de M. DUPARQUE.

Il rappelle d'abord l'œuvre de M. Chevenard et son activité scientifique : « Notre Société a perdu un de ses anciens Présidents en la personne de Pierre Chevenard dont la disparition a été douloureusement ressentie dans le monde de la recherche et de l'industrie métallurgique. Pierre Chevenard a été l'un des brillants représentants de ces ingénieurs physiciens qui ont, pendant les premières décades de ce siècle, transformé les méthodes de la métallurgie et qui ont créé ce qu'on appelle maintenant la physique du métal.

Les progrès multiples et divers des techniques ont posé aux métallurgistes, des problèmes de plus en plus difficiles : on a voulu des aciers résistant aux hautes températures, à la corrosion, des métaux dont les propriétés ne dépendaient pas de la température, etc... L'empirisme n'était pas capable de fournir la solution. Il a fallu comprendre la structure des métaux et ses variations plus ou moins subtiles en fonction des traitements subis. Pierre Chevenard a créé les appareils de mesures des propriétés physiques indispensables pour suivre le métal : dilatomètres, magnétomètres, thermobalances, machines de traction, etc... Tous ces appareils portent la marque des talents de Pierre Chevenard, de son ingéniosité, ou de la précision et de la simplicité, souci de l'application dans les conditions industrielles. Ces appareils, ou leurs dérivés, perpétueront le souvenir de Pierre Chevenard pour de nombreuses générations de jeunes métallurgistes.

Au centre des problèmes métallurgiques, Pierre Chevenard a rencontré la cristallographie des métaux et alliages. Quand elle lui a demandé d'être Président, notre Société rendait hommage à ses nombreux travaux originaux et aussi à l'aide que ses appareils rendent à tous les laboratoires de cristallographie et minéralogie.

Nous nous rappelons tous son affabilité, sa sollicitude pour les jeunes scientifiques, ses contributions à nos séances, ses interventions dans les discussions, et la large part qu'il a prise à l'édition du volume du 75^e anniversaire *Minéralogie-Cristallographie, Aspects actuels*.

Au nom de tous les membres de la Société, M. A. Guinier, présente à M^{me} Chevenard et à sa famille, ses condoléances émues.

La disparition de M^{me} Lucie Randoin a été un deuil non seulement pour l'Académie de Médecine où elle était le seul représentant féminin depuis Marie Curie, pour l'École pratique des hautes études, pour l'Institut national de la recherche agronomique, dont elle dirigeait les laboratoires de recherche médicale, mais aussi pour nous-mêmes, puisqu'elle était l'épouse de notre dévoué trésorier honoraire. L'importance de ses travaux est mondialement reconnue. Lorsque Lucie Randoin les entreprit pendant la guerre de 1914-1918, elle faisait figure de précurseur et quelques rares chercheurs seulement, avaient pressenti, comme elle, les conséquences essentielles que pourraient avoir en médecine préventive et curative les études portant sur la nutrition. Ses découvertes les plus retentissantes concernent le rôle des vitamines dans les maladies par déséquilibre alimentaire, en particulier, les vitamines du groupe B et leur relation avec l'assimilation organique des sucres.

M. A. Guinier, présente les condoléances sincères de la Société à M. Randoin, notre trésorier honoraire et à sa famille.

Le Président donne ensuite la parole à M. Orcel qui rappelle aux membres de la Société l'activité de MM. Doucet et Duparque.

M. Doucet a été assistant au Laboratoire de Minéralogie du Muséum, puis chef de travaux de Minéralogie à l'École Nationale Supérieure des Mines, et membre du Conseil de la Société. Ses travaux ont porté sur des sujets de métallogénie et sur l'étude des minerais uranifères. Sa passion pour la minéralogie et son dévouement pour ses élèves, feront qu'il sera toujours vivant dans la mémoire des membres de notre Société.

M. Duparque, dont les travaux ont porté principalement sur l'étude de la houille, a permis la distinction microscopique des différents constituants des charbons. M. Orcel, de la part de tous les membres de la Société, présente à M^{me} Doucet et à la famille de M. Duparque, ses plus vives condoléances.

Présentation de carte.

M. C. GUILLEMIN présente la première feuille « Cherbourg-Rennes » de la carte des Gîtes minéraux de la France, au 1/320 000^e. Cette carte doit comprendre 13 feuilles qui seront publiées avant 1962. En liaison avec de nombreux spécialistes, le B. R. G. M. a coordonné les travaux de réalisation de cette carte. Sur un fond géologique simplifié, sont situés les gisements figurés par des symboles descriptifs fournissant des données sur les minerais, la morphologie du gîte, son importance, la nature des roches encaissantes et de la gangue. Des notices explicatives accompagneront chaque feuille. Le B. R. G. M. se propose également de diffuser des fiches de documentation sur les gisements indiqués sur chaque feuille de la carte, fiches qui donneront un résumé complet des connaissances actuelles sur chaque gisement. Ainsi réalisée, la carte des Gîtes minéraux avec ses annexes, doit rendre de notables services aux géologues, géologues miniers, minéralogistes et prospecteurs.

Présentation d'échantillons.

M. JOURDAIN présente des cristaux recueillis lors de la fabrication de réfractaires électrofondus. Certains réfractaires doivent avoir des caractéristiques particulières, comme une grande réfractarité et une porosité presque nulle pour ne pas se laisser pénétrer par les agents corrosifs ; ces réfractaires sont obtenus par fusion de matières premières au four électrique à électrodes à des températures de 1 700 à 2 200° et coulés dans des moules de sable. Au refroidissement il se produit des retassures et parfois des géodes où l'on peut recueillir des cristaux fort intéressants. Ce sont quelques-uns de ces cristaux que M. Jourdain présente. Les matières premières fondues sont de différentes sortes suivant la qualité des réfractaires, c'est de la bauxite, des mélanges d'alumine et de zircon et de l'alumine pure : cristaux de *mullite*, de *zircon-alumine*, de *mullite-zircon*, d'*alumine α* ,

de corindon-zircone, d'alumine β électro-fondue. Les cristaux de corindon-zircone ont déjà été étudiés par H. Curien et ses collaborateurs (*Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 1956, 79, 523).

Communications.

1^o MM. J. BOLFA, R. CHEVALLIER, R. KERN et H. de LA ROCHE. — *Contribution à l'étude des « ilménites » du sud-est de Madagascar. Relations avec la nature de l'arizonite.*

Les analyses chimiques de ces « ilménites » révèlent une constitution moléculaire qui les classent en dehors des ferri-ilménites $x\text{FeTiO}_3$, $(1-x)\text{Fe}_2\text{O}_3$ étudiées jusqu'ici. Les points représentatifs se placent d'une manière remarquable sur la droite FeTiO_3 , Fe_2O_3 , 3TiO_2 sur le diagramme ternaire des compositions moléculaires (Fe_2O_3 , FeO , TiO_2). Des « ilménites » d'autre provenance (Sénégal en particulier) se placent également sur cette droite. L'étude optique en lumière réfléchie polarisée, l'étude aux rayons X et l'étude magnétique permettent de suivre les différents stades d'altération depuis les ferri-ilménites dont la constitution se rapproche de la crichtonite jusqu'à la constitution Fe_2O_3 , 3TiO_2 (arizonite de Palmer).

A la suite de cette communication, un ingénieur de la Société Pechiney apporte quelques précisions sur les méthodes de séparation employées actuellement au Sénégal et remercie M. Bolfa pour son travail qui vient directement en aide aux exploitants ; M. E. Friedel signale que la microsonde de Castaing pourrait être utilisée pour déterminer la composition de certaines inclusions ou exsolutions ; M. Orcel apporte quelques précisions sur les diagrammes Fe-Ti. Prennent également part à la discussion, M. Kern qui souligne que le problème est encore ouvert et M. Bolfa qui pense qu'il serait intéressant d'essayer de faire la synthèse de l'arizonite.

2^o M. R. KERN. — *Sur la formation des macles de croissance.*

On rappelle brièvement la loi des macles selon G. Friedel. Une hypothèse sur la formation des macles de croissance est exploitée du point de vue géométrique et énergétique. On prévoit que la formation des macles de croissances est due aux conditions de dépassement de l'é-

quilibre ; on donne une relation sur la fréquence des macles et on analyse l'influence des impuretés sur la croissance des macles.

A la suite de cette communication, M. Hocart se réjouit de voir présenter une étude des macles, dans le cadre de la classification des macles de G. Friedel. Il demande des précisions sur les macles par pénétration. M. Kern donne quelques précisions sur la fréquence des macles des feldspaths. M. G. Deicha qui avait souligné dès 1945, l'influence du déséquilibre sur la genèse des groupements cristallins en général, rappelle qu'une étude du cas particulier des macles avait été publiée à la même époque par M. J. Buerger (*Amer. Miner.*, 1945, 30, 469). Précisée lors du récent symposium des macles (Zurich, septembre 1959) cette étude théorique n'a malheureusement guère été discutée ni confrontée avec des résultats d'expériences.

3^o M^{lle} S. CAILLÈRE, MM. J. AVIAS et J. FALGUEIRETTES. — *Sur un nouvel arséniure de nickel Ni_2As , l'orcelite.*

Dans le massif de Tiebaghi, Nouvelle-Calédonie, deux sondages ont permis de recouper une zone minéralisée. Celle-ci renferme principalement un minéral rose bronzé, anisotrope, dont les pouvoirs réflecteurs sont élevés. L'analyse chimique a conduit à attribuer à ce minéral une formule voisine de Ni_2As . La courbe thermique différentielle, le diagramme thermopondéral permettent de distinguer l'orcelite des autres arséniures de nickel. D'autre part, le diagramme X de ce composé paraît extrêmement voisin de celui d'un arséniure obtenu par synthèse, soit par fusion, soit par diffusion à chaud.

A la suite de cette communication, M. Orcel remercie les auteurs d'avoir donné son nom à cette espèce et donne quelques précisions sur la présence du nickel dans les serpentines.

4^o M^{lle} JACQUOT, MM. OHUSUMI et P. REMAUD. — *Présentation de clichés semblables fournis par la diffraction d'électrons par réflexion.*

Des conditions géométriques rigoureuses sont nécessaires pour réaliser des clichés de réflexion superposables avec KCl et NaCl et avec des longueurs d'ondes dont le rapport est celui des mailles. On peut les obtenir avec des supports non repérés. Des clichés de lignes superposables sont obtenus à 42,5 et 50 KV et à 80

et 100 KV. Des clichés symétriques, dont les quadrillages sont respectivement 1,1; $\sqrt{2}$, 1; 2, 1 et probablement 3, 1 sont obtenus lorsque les rayons incidents sont voisins de [100], [110] et pour [x 10] et [y 10]. Dans ces

derniers cas, la symétrie obtenue est supérieure à celle des données.

M. A. Guinier, Président, remercie les auteurs des communications et tous ceux qui ont participé aux discussions.

Séance du 8 décembre 1960.

PRÉSIDENCE DE M. A. GUINIER, PRÉSIDENT.

Membres nouveaux.

MM. Antonio de ACHA, José, Luis AMOROS, Maurice ASTIER, André BOLEWSKI, M^{me} Marie-Luisa CANUT, MM. René FOURET, Jean-Marie HAMEURT, Jacques HOUSTY, M^{me} Yvette LAURENT, MM. Chapour MOZAFFARI et Willem UYTENBOGAARDT, présentés à la dernière séance, sont proclamés membres de la Société.

Présentations.

M. Marcel GILLET, assistant, laboratoire de microscopie et de diffraction électroniques, 2, rue de l'Université, Poitiers, Vienne, présenté par MM. Wyart et Curien.

M. Raymond ZOUCKERMANN, professeur, laboratoire de microscopie et de diffraction électroniques, 2, rue de l'Université, Poitiers, Vienne, présenté par MM. Wyart et Curien.

INSTITUT DE MINÉRALOGIE ET DE PÉTROGRAPHIE DE L'UNIVERSITÉ DE MAINZ, 21, Saarstrasse, Mainz, Allemagne, présenté par MM. Deicha et Routhier.

SECTION DE GÉOLOGIE DU MUSÉUM ROYAL DE L'AFRIQUE CENTRALE, Tervuren, Belgique, présentée par MM. Guillemin et Rose.

M. Tchouchroff, correspondant de l'Académie des Sciences, spécialiste des argiles et de la minéralogie des roches sédimentaires.

Puis il fait part aux membres :

- de la réunion de la Société française de Géochimie qui doit avoir lieu le 10 décembre 1960 au Laboratoire de Géologie appliquée et au cours de laquelle M. N. Varlamoff fera une conférence sur le sujet suivant : « Bases pour l'étude de la géochimie et de la minéralogie des pegmatites granitiques et des filons de quartz associés » ;
- des réunions communes des Sociétés de Physique française et belge, qui auront lieu les 16 et 17 décembre 1960 à Paris ;
- du cours de vacances sur la physique des solides, plus particulièrement sur les propriétés des défauts de réseau, qui aura lieu au Laboratoire de Cristallographie de l'Université de Gand, du 24 juillet au 5 août 1961 ;
- du XVIII^e Congrès international et de la XXI^e Conférence internationale de Chimie pure et appliquée qui doivent avoir lieu à Montréal, Canada, du 2 au 12 août 1961.

*
* *

*
* *

Présentation d'échantillons.

En ouvrant la séance, M. GUINIER, Président, souhaite la bienvenue à M. N. VARLAMOFF, membre correspondant de l'Académie des Sciences d'Outre-Mer de Belgique et à un groupe de collègues russes présentés par

MM. J. NICOLAS, D. BOULANGER et P. LAGNY présentent des échantillons d'*andalousite* récoltés dans les Basses-Pyrénées, au sud d'Espelette. Au cours d'un travail sur le massif cristallin du Labourd, les auteurs ont été amenés

à étudier les schistes à chialstolites signalés par P. Lamare en 1954 (Bull. Serv. Carte géol., 52, n° 241). Les cristaux se sont développés dans des schistes noirs, caradociens et gothlandiens vraisemblablement, au contact d'un massif granitique à nombreuses apophyses pegmatitiques. De taille exceptionnelle (longueur jusqu'à 10 cm, largeur pouvant dépasser 4 cm et atteignant couramment 3 cm), ils sont en général très peu altérés; leur couleur varie du gris rosâtre au rose pêche et certains échantillons sont translucides sur un millimètre et plus. On peut les récolter très bien dégagés sur les chemins; en place, ils se présentent fréquemment sous forme de gerbes orientées approximativement suivant la schistosité de la roche.

La nature des schistes (très peu de quartz et autres minéraux détritiques grossiers) a permis le développement de ces longs prismes automorphes, à faces souvent très nettes, dépourvus d'inclusions des minéraux primaires de la roche (faciès Sainte-Brigitte de Lacroix), si ce n'est d'inclusions classiquement appelées charbonneuses, à tort peut-être, dont l'étude serait à reprendre avec plus de précision. On peut rencontrer, par contre, des minéraux contemporains des andalousites : staurotide, grenat, biotite, ainsi que disthène dont nous avons décelé la présence sur un diagramme de rayons X.

L'altération, hydrothermale selon toute vraisemblance, a fait l'objet de quelques observations : elle est proportionnelle à l'état de fracturation du minéral et semble en relation directe avec des fractures tardi-tectoniques. Les minéraux d'altération, des phyllites finement cristallisées (muscovite et chlorite incolore) ont pris naissance dans les fractures et sont disposés perpendiculairement à elles, en une ou plusieurs rangées, le centre de ces « filonnets » étant constitué par une fissure résiduelle discontinue.

Des esquilles microscopiques observées avec M. Deicha ont permis de reconnaître, en relation avec ces phyllites, des figures de corrosion, alignées suivant des microfissures discontinues (recristallisation secondaire d'andalousite) recimentant par endroit les deux parois disjointes; elles semblent représenter les premiers stades du processus d'altération hydrothermale.

Il serait intéressant de connaître les causes du développement remarquable de ces andalousites; n'y aurait-il pas une relation entre ces minéraux et les apophyses pegmatitiques du

granite sous-jacent, et l'hypothèse de l'influence de minéralisateurs, voire même d'un apport, ne pourrait-elle être envisagée, d'autant que, plus à l'est (au sud d'Itxassou), on connaît des schistes à tourmalines, signalés par A. Lacroix (Minéralogie de la France, 1893); ces schistes semblent témoigner en faveur d'une telle influence. Un autre problème à résoudre est la détermination des rapports possibles entre l'altération des andalousites, et celle des pegmatites (entièrement kaolinisées par endroit).

M. Orcel souligne l'intérêt de cette étude; l'hypothèse d'une possibilité de liaison génétique avec un réseau pegmatitique lui paraît pouvoir être retenue et il rappelle à ce propos qu'à San Pedro de Rozados, dans la province stannifère de Salamanque, l'andalousite se rencontre dans les filons pegmatiques. M. Varlamoff fait remarquer qu'il a eu l'occasion de faire des observations similaires dans la province stannifère du Congo. M. Jourdain demande des renseignements sur les possibilités d'exploitation du gisement.

Communications.

1^o M. G. DEICHA. — *Rétablissement de l'équilibre physico-chimique et genèse des figures de corrosion internes des minéraux.*

Les faciès de sursaturation (Bull. Soc. franç. Minér., 1945, 68, 198) attestent les variations du déséquilibre présidant à la genèse des minéraux (Bull. Muséum, 1947, 2^e série, 19, n° 2, 243). Les figures de corrosion de ces derniers indiquent que le rétablissement de l'équilibre physico-chimique est conditionné par la composition, la température et la pression des phases fluides, ainsi que par les caractères de la paroi cristalline à leur contact. L'influence du facteur temps sur les phénomènes de recristallisation qui conduisent à l'élaboration des « cristaux négatifs » (G. DEICHA, *Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides*, Masson, Paris, 1955) doit également être considérée.

En réponse aux questions posées M. Deicha rappelle les critères de répartition qui permettent de reconnaître les inclusions fluides secondaires. Lorsque des inclusions fluides primaires existent également dans une roche ou un minéral, l'analyse chimique globale des liquides et des gaz ne permet pas de connaître la composition des solutions ayant agi sur les parois des cassures. Cette connaissance requiert

donc l'affinement des méthodes microchimiques par écrasement (Report XXI^e Session, Congrès géol. Intern., part I, 27, voir aussi part XVII, 108) et des techniques physiques modernes. L'extension de ces travaux est fonction des moyens matériels consacrés à ces recherches.

2^o M^{me} E. JÉRÉMINÉ et M^{me} M. CHRISTOPHE-MICHEL-LÉVY. — *Sur un nouveau gisement de narsarsukite.*

Un minéral dénommé provisoirement « gouréite » par A. Lacroix, provenant d'un microgranite hyperalcalin de Gouré (Soudan), a été identifié comme narsarsukite $\text{Na}_2(\text{Ti, Fe})\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{O, OH, F})$.

Le travail de M^{me} E. Jérémîné et M^{me} M. Christophe-Michel-Lévy conduisant à la suppression de l'espèce « gouréite », le secrétaire propose à M. le Président du Comité de Nomenclature de réunir les membres du Comité pour examiner ce travail conformément aux propositions adoptées au cours des séances de l'Association Internationale de Minéralogie à Copenhague les 22 et 24 août 1960.

3^o M. A. SANDRÉA. — *Contribution à la minéralogie de Madagascar. III.*

Après un rappel des travaux de H. Besairie et M. de la Roche sur la structure des chaînes Anosyennes (Madagascar sud-est) l'auteur donne un aperçu des minéralisations en ilménite-monazite-anatase-zircon des secteurs de Manangotry et Ampasimena, en insistant sur les données génétiques que la présence d'anatase (premier gisement de Madagascar) peut fournir.

Suit une discussion à laquelle prennent part M. Orcel, qui souligne l'intérêt de l'étude approfondie et comparée des minéralisations thorifères des chaînes Anosyennes et de celles des pyroxénites à phlogopite, voisines ; M. Bolfa qui demande des détails sur le caractère d'homogénéité des ilménites des filons par rapport aux ilménites de la roche charnockitique encaissante et M^{lle} Caillère qui suggère un examen orienté essentiellement sur les ilménites du point de vue optique et chimique.

M. A. Guinier, Président, remercie les auteurs des communications et tous ceux qui ont participé aux discussions.

Société française
de
Minéralogie et de Cristallographie

(Fondée le 21 mars 1878)

RECONNUE COMME ÉTABLISSEMENT D'UTILITÉ PUBLIQUE PAR DÉCRET
DU 2 FÉVRIER 1886

ANNÉE 1961

Membres du Bureau.

| | | |
|---------------------------------|----------------------------------|-------------------------|
| MM. L. BARRABÉ †, Président. | MM. C. GUILLEMIN | } Secrétaires adjoints. |
| L. CAPDECOMME | J. PROTAS | |
| R. WEIL | H. CURIEN, Trésorier. | |
| A.-J. ROSE, Secrétaire général. | A. RANDOIN, Trésorier honoraire. | |
| | C. KURYLENKO, Archiviste. | |

Membres du Conseil.

| | |
|-----------------|--------------------------------|
| MM. R. BROUSSE. | M ^{lle} Th. POBEGUIN. |
| P. MÉRIEL. | MM. G. DEICHA. |
| G. SABATIER. | P. URBAIN. |

Membres du Comité de lecture.

| | |
|------------------|----------------|
| MM. G. CHAUDRON. | MM. R. HOCART. |
| H. CURIEN. | J. ORCEL. |
| E. FRIEDEL. | J. WYART. |

Membres du Comité de nomenclature.

| | |
|-------------------------------|----------------|
| M ^{lle} S. CAILLÈRE. | MM. J. ORCEL. |
| MM. C. GUILLEMIN. | F. PERMINGEAT. |
| R. HOCART. | J. WYART. |

ANCIENS PRÉSIDENTS :

| | | |
|-------------------------|--------------------------|--------------------------------------|
| 1878 DES CLOIXAUX (A.). | 1905 WALLERANT (FRÉD.). | 1932 VÉSIGNIÉ (Colonel L.). |
| 1879 MALLARD (E.). | 1906 LAPPARENT (A. DE). | 1933 GAUDEFROY (Abbé C.). |
| 1880 DAMOUR (A.). | 1907 MOISSAN (H.). | 1934 GAUBERT (P.). |
| 1881 FRIEDEL (CH.). | 1908 LACROIX (A.). | 1935 MAUGUIN (CH.). |
| 1882 DAUBRÉE (A.). | 1909 GAUBERT (P.). | 1936 MICHEL-LÉVY (A.). |
| 1883 FOUQUÉ (F.). | 1910 LE CHATELLIER (H.). | 1937 URBAIN (G.). |
| 1884 CORNU (A.). | 1911 TERMIER (P.). | 1938 GLASSER (E.). |
| 1885 LAPPARENT (A. DE). | 1912 GRAMONT (A. DE). | 1939 BLONDEL (F.). |
| 1886 BERTRAND (EM.). | 1913 COPAUX (H.). | 1940-43 LACROIX (A.). |
| 1887 JANNETTAZ (E.). | 1914 BARDET (G.). | 1944 FRIEDEL (E.). |
| 1888 DUFET (H.). | 1915 ARSANDAUX (H.). | 1945 WYART (J.). |
| 1889 DES CLOIXAUX (A.). | 1916 WALLERANT (FRÉD.). | 1946 MICHEL-LÉVY (A.). |
| 1890 CARNOT (AD.). | 1917 LACROIX (A.). | 1947 PORTEVIN (A.). |
| 1891 WYROUBOFF (G.). | 1918 GRAMONT (A. DE). | 1948 ORCEL (J.). |
| 1892 MALLARD (E.). | 1919 MICHEL (L.). | 1949 CHAUDRON (G.). |
| 1893 BOURGEOIS (L.). | 1920 MOUREU (CH.). | 1950 MAUGUIN (CH.). |
| 1894 MICHEL-LÉVY (A.). | 1921 AZÉMA (Colonel). | 1951 BOUBÉE (N.). |
| 1895 LACROIX (A.). | 1922 TERMIER (P.). | 1952 LAVAL (J.). |
| 1896 HAUTEFEUILLE (P.). | 1923 CAYEUX (L.). | 1953 CHEVENARD (P.). |
| 1897 TERMIER (P.). | 1924 MAUGUIN (CH.). | 1954 HOCART (R.). |
| 1898 LE CHATELIER (H.). | 1925 DELÉPINE (M.). | 1955 JOURDAIN (A.). |
| 1899 WALLERANT (FRÉD.). | 1926 GRANDJEAN (F.). | 1956 CAILLÈRE (M ^{lle} S.). |
| 1900 HAUTEFEUILLE (P.). | 1927 LACROIX (A.). | 1957 RAGUIN (E.). |
| 1901 BERTRAND (EM.). | 1928 HUBERT (H.). | 1958 JUNG (E.). |
| 1902 WYROUBOFF (G.). | 1929 ORCEL (J.). | 1959 OLMER (P.). |
| 1903 MICHEL (L.). | 1930 WALLERANT (F.). | 1960 GUINIER (A.). |
| 1904 DUFET (H.). | 1931 LACROIX (A.). | |

LISTE DES MEMBRES

1961

Membre bienfaiteur.

LACROIX (A.)

Membres donateurs.

- 1952 SERVICE DES RECHERCHES ET DU
CONTROLE TECHNIQUES, 3, av. de
la République, Issy-les-Moulineaux (Seine).
1953 MANUFACTURES DES GLACES ET
PRODUITS CHIMIQUES DE SAINT-
GOBAIN, CHAUNY ET CIREY, 62,
bd Victor-Hugo, Neuilly-sur-Seine (Seine).
1954 CHAMBRE SYNDICALE DE LA SIDÉ-
RURGIE FRANÇAISE, 7, r. de Ma-
drid, Paris, 8^e.
1954 SOCIÉTÉ KODAK-PATHÉ, Service Do-
cumentation, 30, r. des Vignerons, Vin-
cennes (Seine).

Membres d'honneur décédés.

| | |
|-------------------------------|----------------------|
| MILLER (W. H.). | MASKELYNE (N.-S.). |
| ADAM (GILBERT - Jo- SEPH). | ZIRKEL (FR.). |
| KOBELL (FR. von). | WYROUBOFF (GR.). |
| SMITH (LAWRENCE). | STRUEVER (G.). |
| SELLA (L.). | ROSENBUSCH (H.). |
| RATH (G. von). | FEDOROFF. |
| DOMEYKO (I.). | IDDINGS (JOSEPH-P.). |
| LEUCHTENBERG | PISANI (F.). |
| (S. A. I. le Grand- | LANG (V. von). |
| Duc Nic. DE). | GONNARD (F.). |
| KOKSCHAROW (N. DE). | TSCHERMAK (G.). |
| SCACCHI (A.). | GROTH (P.). |
| SZABO (J.). | BECKE (Dr FR.). |
| MARIGNAC (Ch. DE). | WALLERANT (FR.). |
| DANA (J.-D.). | TOPSÆ (Dr H.). |
| DES CLOIXAUX (A.). | CESARO (G.). |
| SCHRAUF (A.). | BRÖGGER (W.-C.). |
| FRIEDEL (CH.). | LACROIX (A.). |
| RAMMELSBERG (C.). | BOLDYREV (A. K.). |
| NORDENSKJOELD | SMIRNOV (S. S.). |
| (A.-E.). | NIGGLI (P.). |
| DAMOUR (A.). | SLAVIK (F.). |
| FOUQUÉ (F.). | MAUGUIN (CH.). |
| | LAUE (M. von). |

Membres d'honneur.

- 1947 CHOUBNIKOV (A. V.), Prof. de Minéralogie,
Membre de l'Académie des Sciences de
l'U. R. S. S., Moscou (U. R. S. S.).
1950 BRAGG (Sir L.), Cavendish Laboratory,
University of Cambridge (Angleterre).
1950 WESTGREN (Arne), Prof., K. Vetens-
kapsakademien, Stockholm, 50 (Suède).
1950 WYCKOFF (Ralph W. G.), Professor,
Department of Physics, University of
Arizona, Tucson 25, Arizona (U. S. A.).
1953 BUTTGEBACH (H.), Prof. émérite à
l'Université de Liège, 129, av. Madoux,
Woluwe-Saint-Pierre (Belgique).
1955 BROGLIE (Maurice, duc DE), Membre
de l'Institut, 29, r. Chateaubriand,
Paris, 8^e.
1955 EWALD (Paul, P.), Prof. de Physique,
Box 124, Kent, Connecticut (U. S. A.).
1956 SCHALLER (Waldemar T.), Dr, Prof., United
States Department of the Interior,
U. S. Geological Survey, Washington
25, D. C. (U. S. A.).

Membres perpétuels décédés.

| | |
|----------------------|-------------|
| BERTRAND (Émile). | PUPER (L.). |
| MAUROY (Marquis DE). | |

Morts pour la France (1).

| | |
|----------------|----------------|
| BOUSSAC (J.). | TRONQUOY (R.). |
| ROMEY (A. DE). | |

(1) Inscrits sur la liste des membres perpétuels par déci-
sion de la Société.

Membres actifs (1).

- ACHA, Antonio de (1960), Dr Sci., Hermosilla, n° 86, Madrid (Espagne).
- AGARD, Jules (1945), Ing. civ. Mines, 5, r. du Beaujolais. Rabat (Maroc).
- AGENET, Robert (1955), Ing. E. P. C. I., 516, Cesar Gonzales Street, Hato-Rey (Puerto-Rico).
- AGRINIER, Henri (1956), Techn. C. E. A., 113, r. de la Gare, Villeneuve-le-Roi (S.-et-O.).
- ALBISSIN, M^{lle} Micheline d' (1960), Attachée Rech. C. N. R. S., Lab. Géologie dynamique, 1, r. Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- ALEXANIAN, Charles (1954), Ing.-Chef Carburants, 60, av. d'Iéna, Paris, 16^e.
- ALLAIN, A. (1932), 17, r. Chaptal, Paris, 9^e.
- ALLAIS, Gérard (1958), 34, bd Maréchal-Foch, Salon-de-Provence (B.-du-R.).
- ALPERN, Boris (1947), Ing. C. E. R. C. H. A. R., 4, r. Taffanel, Verneuil (Oise).
- ALSAC, Claude (1957), Lic. Sci., 58, av. Simon-Bolivar, Paris, 19^e.
- AMOROS, José, Luis (1960), Prof., Departamento Cristalografia fisica, C. S. I. C., Museo Nacional de Ciencias Naturales, Paseo de la Castellana, 84, Madrid (Espagne).
- AMOSSÉ, Jean (1961), Attaché Rech. C. N. R. S., 10, r. O'Neil, Nantes (Loire-Maritime).
- AMSTER, Bernard (1961), Dir. gén. C^{ie} de Madagascar, 7, r. de Clichy, Paris, 9^e.
- *ANDREW, Gerald (1934), Maître Conf. Pétrographie et Minéralogie, 81, Abbeville Road, Clapham Park, Londres, S. W. 4 (Angleterre).
- ANDRIEUX, Claude (1957), Techn., «Les Mondoux» imp. Laceyville, Périgueux (Dordogne).
- ANDRONOPOULOS, Basile (1961), Géol., Inst. de Géologie, 1, r. Hippocrate, Athènes (Grèce).
- ARBÉY, François (1959), Assist. Fac. Sci., 6, r. Herschel, Paris, 6^e.
- ARRIBAS, Antonio (1958), Ing. géol., rua Maldonado, 20, Madrid (Espagne).
- ARTIGAS, F. (1939), Dr Sci., Agrégé Univ., 23, r. des Fossés St-Jacques, Paris, 5^e.
- ASLANER, Mustapha (1959), Lic. Sci., Géol. Inst. Recherches et Études minières de Turquie, Lab. Géologie appliquée, 191, r. St-Jacques, Paris, 5^e.
- ASTIER, Maurice (1960), Agrégé Sci. phys., Stag. Rech. C. N. R. S., 43, r. Jacob, Paris, 6^e.
- ATGER, Michel (1958), Géol., 102, bd Arago, Paris, 14^e.
- AUBERT, Georges (1940), Membre Acad. Agric., Chef Serv. Sols O. R. S. T. O. M., 71, av. de Breteuil, Paris, 15^e.
- AUBERT, Guy (1953), Ing. géol. B. R. G. M., 59, r. Bonaparte, Paris, 6^e.
- AUTHIER, André et M^{me} Françoise (1954), Lab. Minéralogie-Cristallographie, 1, r. Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- AYAN, Mehmet (1956), Lic. Sci., M. T. A., Enstitüsü Ankara (Turquie).
- BABKINE, Jean (1959), Lic. Sci., 91, r. Olivier-de-Serres, Paris, 15^e.
- BAGUETTE, Albert (1954), Ing. civ. Mines de Liège, 7, r. Lyautey, Paris, 16^e.
- BAILLY, Paul, Alain (1948), Ing. géol., Room 407, Surety life building, 1935 South Main Street, Salt Lake City, 15, Utah (U. S. A.).
- BALCONI, Mosé (1954), Prof. Ist. di Mineralogia dell'Università, Via Taramelli, 16, I avia (Italie).
- BARBE, Marcel, Émile (1955), Prof., Lycée de Saint-Dié (Vosges).
- BARIAND, Pierre (1955), 40, r. François-I^{er}, Paris, 1^{er}.
- BARILLET, F. (1937), Ing. chim., 45, av. Gambetta, Clichy (Seine).
- BARRAUD, Jean (1942), Maître Rech. C. N. R. S., 5, r. Herschel, Paris, 6^e.
- BARRÈRE, Gilbert (1954), Assist. Fac. Sci., 73, r. St-Jacques, Paris, 5^e.
- *BARTHOUX, J. (1905), Dr Sci., Lab. Minéralogie Muséum, 61, r. Buffon, Paris, 5^e.
- BASTIEN, Paul (1947), Prof. École Centrale, 85, av. Bosquet, Paris, 7^e.
- BEAU, M^{lle} Brigitte (1959), Physicienne, Lab. Cristallographie appl., 1, pl. Aristide-Briand, Bellevue (S.-et-O.).
- BEAUDOUIN, Paul (1955), Ing. E. P. C. I., 1, r. Rataud, Paris, 5^e.
- BEAUMONT, Claude (1958), Ing. Mines, Dir. sci. B. R. G. M., 74, r. de la Fédération, Paris, 15^e.
- BEGUINOT, Jean (1958), Ing. chim. B. R. G. M., 71, r. du Théâtre, Paris, 15^e.
- BELLAIR, Pierre (1953), 25, r. de l'Yser, Sceaux (Seine).
- BENARD, Jacques (1944), Prof. Fac. Sci., 11, r. Pierre-Curie, Paris, 5^e.
- BERGÉ, Pierre (1960), Ing., C. E. N. Saclay, 21, r. du Val, Meudon (S.-et-O.).
- BERNARD, Maurice (1958), Ing. au C. N. E. T., 5 bis, r. Neuve-St-Germain, Boulogne-sur-Seine (Seine).
- BERTAUT, Erwin (1949), Chef Trav., Dir. Rech. C. N. R. S., Inst. Fourier, 1, pl. du Doyen-Gosse, Grenoble (Isère).
- BERTHEAU, Jacques (1959), Minéralog., B. R. G. M., 74, r. de la Fédération, Paris, 15^e.
- BERTHOIS, Léopold (1929), Prof. École nation. Agriculture, 30, qu. St-Cast, Rennes (I.-et-V.).
- BESAIRIE, Henri (1928), Corresp. Inst., Chef Serv. géologique Madagascar, B. P. 322, Tananarive (Madagascar).

(1) * : Membres à vie.

- BILLARD, Jean (1959), Attaché Rech. C. N. R. S., 38, r. de la Glacière, Paris, 13^e.
- BLANC, Jean Joseph (1955), Maître Conf. de Géol. marine à la Fac. Sci. de Marseille, 348, r. d'Endoume, Marseille, 7^e (B.-du-R.).
- BLANDIN, Jean (1955), Maître Rech. C. N. R. S., 13, r. Julien-Périn, Antony (Seine).
- BLOCH, Jean-Michel (1956), Prof. Fac. Pharmacie, 5, r. Albert-Lebrun, B. P. 403, Nancy (M.-et-M.).
- BLOCH, Jean-Paul (1959), Agrégé-Prépar. E. N. S., 45, r. d'Ulm, Paris, 5^e.
- *BLONDEL, Fernand (1925), Ing. Chef Mines, 18, r. Léonard-de-Vinci, Paris, 16^e.
- BLOT, P. (1952), Ing. chim., Lab. Pétrographie, 1, r. Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- *BODU, R. (1948), 11, r. Gratte-Coq, Orly (Seine).
- BOILLET, Pierre (1957), 22, r. de la Harpe, Paris, 5^e.
- BOISSONNAS, Jean (1958), Géol., 7, r. de Chaillot, Paris, 16^e.
- BOLEWSKI, André (1960), Dr sci., Membre Acad. polonaise Sci., Prof. de Minéralogie et de Pétrographie à l'Acad. des Mines et de Métallurgie de Cracovie, Aleja Mickiewicza 30, Krakow (Pologne).
- *BOLFA, Joseph (1942), Prof. Minéralogie Fac. Sci., Inst. Minéralogie, 4, av. Heydenreich, Nancy (M.-et-M.).
- BOLZE, Jean (1951), Lic. Sci., 28, r. Félicien-David, Paris, 16^e.
- BORDET, abbé Pierre (1944), Prof., 7, av. de Ségur, Paris, 7^e.
- BORY, Philippe (1955), Ing. pétrogr. C. E. A., 3, r. Gounod, Paris, 17^e.
- BOTTIER, Raymond (1945), 12, squ. Montsouris, Paris, 14^e.
- BOUBÉE, Nérée (1921), Lic. Sci., 3, pl. St-André-des-Arts, Paris, 6^e.
- *BOUHET, Charles (1928), Prof. Fac. Sci., 32, r. de l'Université, Montpellier (Hérault).
- BOULADON, Jean (1953), Ing. géol., 101, r. de Longchamp, Neuilly-sur-Seine (Seine).
- BOULANGER, Dominique (1961), Chef Trav., Lab. Géol. appl., 191, r. St-Jacques, Paris, 5^e.
- BOULANGER, Jacques (1952), Ing.-Dr, B. P. 1399, Tananarive (Madagascar).
- *BOURRET, René (1923), Prof. honor., 4, r. Hélot, Toulouse (H.-G.).
- BOURRIEAU, Pierre (1953), 5, av. Joseph-Vallot, Lodève (Hérault).
- BOUTILLIER, André (1956), Maître Conf., Lab. Minéralogie, 16, qu. Claude-Bernard, Lyon (Rhône).
- BRANCHE, G. (1950), Ing. minéralog. C. E. A., 13, r. du Panorama, Fontenay-aux-Roses (Seine).
- BRASSEUR, H. (1938), Prof. Université de Liège, 48, r. du Calvaire, Liège (Belgique).
- *BRENET, Jean-Paul (1950), Prof. Inst. Chimie, 2, r. Gæthe, Strasbourg (Bas-Rhin).
- BRIERE, M^{lle} Y. (1917), Dr Sci., 2^{ter}, bd de l'Ouest, Le Raincy (S.-et-O.).
- BRILLANCEAU, A. (1958), Assist., Lab. Géologie, r. de l'Université, Poitiers (Vienne).
- *BRINDLEY, G. W. (1950). Res. Prof. mineral Sciences, Pennsylvania State University, State College, Pennsylvania (U. S. A.).
- BROCH, Olaf, Anton (1952), Norges geologiske undersøkelse, Josefinesgt., 34, Oslo (Norvège).
- BROUSSE, Robert (1956), Assist., Lab. Pétrographie, 1, r. Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- BURGEAT, Jacques (1957), 58, r. Abbé-Carton, Paris, 14^e.
- BURNOL, Lucien (1958), Ing. géol., 39, r. de Lourmel, Paris, 15^e.
- *BURRI, Conrad (1927), Prof. ord. Minéralogie et Pétrographie, École polytechnique fédérale et Université de Zurich, Sonneggstrasse, 5, Zurich 6 (Suisse).
- CADORET, Robert (1960), Assist., Lab. Minéralogie, Fac. Sci., Caen (Calvados).
- *CAILLERE, M^{lle} Simo ne (1930), Dr Sci., ss.-Dir. Lab. Minéralogie Muséum nation. Histoire naturelle, 61, r. de Buffon, Paris, 5^e.
- *CANAC, François (1920), Dir. Centre Recherches scientifiques, industrielles et maritimes, 66, r. St-Sébastien, Marseille (B.-du-R.).
- *CANAL, Paul (1941), Ing. E. N. S. P., 3, r. d'Anjou, Versailles (S.-et-O.).
- CANCE, Étienne (1957), Ing. civ. Mines, 2, r. Gervey, Paris, 17^e.
- *CANDEL-VILLA, Raphaël (1941), Dr sci., Calle del Milanésado, 29, 1^o Barcelone (Espagne).
- CANUT, M^{me} Maria-Luisa (1960), Dr sci., Antonio Perez, n^o 13, Madrid (Espagne).
- *CAPDECOMME, L. (1937), Prof. Minéralogie, Lab. Minéralogie, Fac. Sci., Toulouse (H.-G.).
- CAPELLA, Lucien (1958), Assist., Lab. Minéralogie-Cristallographie, Fac. Sci., 2, r. Michelet, Alger (Algérie).
- CAPITANT, Mathieu (1957), Ing., 8, squ. Latour-Maubourg, Paris, 7^e.
- *CARDOSO, G. M. (1949), Prof. Minéralogie, Université Madrid, Museo nacional de Ciencias naturales, Paseo de la Castellana, Madrid (Espagne).
- CARIC, Slobodan (1959), Assist., Filozofski Fakultet, 1, r. Njegoseva, Novi Sad (Yougoslavie).
- CARRAT, Henri (1955), Ing. géol. C. E. A., 16, r. Santerre, Paris, 12^e.
- CARRETTE, Georges (1945), Ing. civ. Mines, 164, r. du Faubourg-St-Honoré, Paris, 8^e.
- CARTZ, Louis (1959), Dr, Cristallogr., 60 Hertford Street, Cambridge (Angleterre).
- *CASTERAN, Jean (1948), Ing. Mines, Dir. S. A. R. E. M. C. O., Ouadda (Oubangui).
- CASTRO BAREA, P. de (1928), Prof. Géologie, Université de Séville (Espagne).
- CATICHA-ELLIS, Stephanson (1957), Chef Lab. Diffraction rayons X, Inst. de Fisica, Facultad de Ingenieria, Herrera y Reissig, 565, Montevideo (Uruguay).

- CAUCHOIS, M^{lle} Yvette (1950), Prof. Fac. Sci., 11, r. Pierre-Curie, Paris, 5^e.
- CAYE, René (1961), Agent techn. B. R. G. M., 15, r. Maréchal-Joffre, Neuilly-Plaisance (S.-et-O.).
- CHAMPIER, Georges (1958), D^r Sci., Chef Trav., 15, pl. Carnot, Nancy (M.-et-M.).
- CHANTRET, Francis (1961), Ing. C. E. A., 4, r. Paul-Gauguin, Chateauf-Malabry (Seine).
- CHAPELLE, J. (1949), Maître Conf., Fac. Sci. Nancy, 2, r. de la Craffe, Nancy (M.-et-M.).
- CHARRIER, Jacques (1955), Ing. Centre Recherches C^{le} Péchiney, 12, r. des Gardinoux, Aubervilliers (Seine).
- *CHATELAIN, Pierre (1935), Prof. Minéralogie Fac. Sci., 31, r. de l'Université, Montpellier (Hérault).
- CHAUDRON, Georges (1925), Membre Inst., Prof. Fac. Sci., Dir. E. N. S. C. P., 11, r. Pierre-Curie, Paris, 5^e.
- CHAURIS, Louis (1955), Attaché Rech. C. N. R. S., Lab. Minéralogie, 21, r. d'Assas, Paris, 5^e.
- *CHAUTARD, J. (1909), 1, r. Savorgnan-de Brazza Paris, 7^e.
- CHENEBAUX, Jacques (1959), Lic. Sci., 24, r. Ste-Victoire, Versaille (S.-et-O.).
- CHENEVOY, Maurice (1949), Maître Conf. Géologie appliquée Fac. Sci., 16, qu. Claude-Bernard, Lyon (Rhône).
- *CHERMETTE, Alexis (1923), Ing. géol., 125, r. Garibaldi, Lyon (Rhône).
- *CHERVET, Jean (1946), Ing. chim., Chef Serv. Minéralogie C. E. A., Châtillon, 15, r. Philibert-Delorme, Paris, 17^e.
- CHETELAT de (1929), Oratam Road, Monsey, N. Y. (U. S. A.).
- *CHEVALLIER, Raymond (1933), Prof. Fac. Sci., Nancy, 2, r. de la Craffe, Nancy (M.-et-M.).
- CHOUX, M^{lle} Jeanine (1956), Chef Trav., Inst. Géologie, r. du Thabor, Rennes (I.-et-V.).
- CHRIST, C. L. (1949), U. S. Geological Survey, Washington, 25, D. C. (U. S. A.).
- CHRISTOPHE-MICHEL-LÉVY, M^{me} Mireille (1947), D^r Sci., Chargée Rech. C. N. R. S., 1, r. Jules-Ferry, Brunoy (S.-et-O.).
- CHUDOBA, Charles-François (1955), D^r Phil., prof. Université, Thomas Mannstrasse, 7, Göttingen (Allemagne).
- CICHOCKI, Théodose de (1953), Ing. chim. I. C. N., 21, r. Ernest-Deloison, Neuilly-sur-Seine (Seine).
- CLASTRE, José (1952), Chef Trav. Fac. Sci., 20, cours Pasteur, Bordeaux (Gironde).
- CLADEL, J. R. (1951), 67, r. Abel-Ferry, Épinal (Vosges).
- COCKBAIN, Alan, Gray (1960), Petrologist, c/o Barclay's, Benet Street, Cambridge (Angleterre).
- COGNÉ, Jean (1950), Maître Conf. Géologie Fac. Sci., 1, r. Blessig, Strasbourg (Bas-Rhin).
- COISSET, Pierre (1954), Ing. chim., 18, r. Marie-Marttre, Talence (Gironde).
- COLLET, Vincent (1955), D^r Sci., 9, r. de la Tour, Paris, 16^e.
- COLLETER, Jean-Claude (1961), D^r Pharm., r. du Général-de-Gaulle, Ludon (Gironde).
- COLLOMB, Pierre, E. F. (1956), Chef Trav., 20, av. Paul-Appell, Paris, 14^e.
- *COMTE, P. (1948), Commissariat à l'Énergie atomique, 69, r. de Varenne, Paris, 7^e.
- Mac CONNELL, Duncan (1949), Prof., Dpt of Mineralogy, Ohio State University, 305 W. 12 Avenue, Columbus 10, Ohio (U. S. A.).
- COPPENS, René (1950), Prof. Radiogéologie, Fac. Sci. Nancy, 35, bd Jean-Jaurès, Nancy (M.-et-M.).
- COQUEMA, Christian (1961), Agent techn., Lab. Minéralogie, C. E. N., Fontenay-aux-Roses (Seine).
- COSTE, J. (1959), Kodak-Pathé, 30, r. des Vignerons, Vincennes (Seine).
- COTELO NEIVA, J. M. (1951), Prof. Lab. Géologie, Université de Coimbra (Portugal).
- COULOMB, René (1952), Ing. C. E. A., 46, av. de la République, Igny (S.-et-O.).
- COURTY, Georges (1957), Attaché Rech. C. N. R. S., 14, r. Alexandre-Cabanel, Paris, 15^e.
- COUTURE, M^{me} Lucienne (1945), Maître Rech. C. N. R. S., 35, r. Alain-Chartier, Paris, 15^e.
- CRIBIER, Daniel (1952), Ing. C. E. A., 127, fg Poissonnière, Paris, 9^e.
- CROËLLA, Raymond (1957), Ing. civ. Mines, 12, r. de l'Indépendance américaine, Versailles (S.-et-O.).
- *CRUSSARD, Charles (1944), Ing.-Chef. Mines, Dir. Lab. I. R. S. I. D., 185, r. du Président-Roosevelt, St-Germain-en-Laye (S.-et-O.).
- CRUSSARD, Pierre-Marie (1944), Dir. gén. Soc. Aménagement urbain et rural, 5, r. Talleyrand, Paris, 7^e.
- *CURIEN, Hubert (1949), Prof., 24, r. des Fossés-St-Jacques, Paris, 5^e.
- DANIEL, Roger (1953), 8, pl. du Marché, Neauphle-le-Château (S.-et-O.).
- DAVION, Maurice (1956), Ing. E. P. C. I., 21, r. St-Charles, Versailles (S.-et-O.).
- DEB, M. (1957), Prof., Lab. Géologie appliquée, Université Jadavpur, Calcutta, 32 (Indes).
- DEGEILH, Robert (1957), Ing. E. N. S. C. P., Ph. D^r, 29, rte de Versailles, Port-Marly (S.-et-O.).
- DEICHA, G. (1943), D^r Univ. Paris, 50, r. de Mareil, St-Germain-en-Laye (S.-et-O.).
- DEJACE, Jules (1960), D^r Sci. phys., 34 via Griani, St-Ambrogio, Varèse (Italie).
- DEKEYSER, W. (1947), Prof. Université, Geologisch Inst., Kristallkunde en Mineralogie, Rozier 6, Gand (Belgique).
- DELAVALT, Robert (1935), Res. Ass., University of british Columbia, 2005 Westbrook Place, Vancouver 8, B. C. (Canada).
- DELBOVE, François (1957), Lic. Sci., 70, rte de la Reine, Boulogne (Seine).

- DELÉPINE, Gaston (1913), Corresp. Inst., Prof. Fac. libre Sci., 13, r. de Toul, Lille (Nord).
- *DELÉPINE, Marcel (1918), Membre Inst., Prof. honor. Collège de France, 10 bis, bd de Port-Royal, Paris, 5^e.
- DELORME, Claude (1958), Dr Sci., Chef Trav. Fac. Sci., 27, r. Joseph-Bouchayer, Grenoble (Isère).
- *DEMAISON, G. (1949), Ing. géol., Soc. Nord-Africaine des Pétroles, B. P. B, Sfax (Tunisie).
- DEMANDER, Michel (1953), Dir. de l'Exploitation de la Mine de Montebbras en Soumans (Creuse).
- DEMANGEON, Paul (1944), Maître Conf. Lab. Géologie Fac. Sci., villa Cantegril, chemin vicinal n° 140, Montpellier (Hérault).
- *DEMAY, André (1943), Prof. E. N. S. M. P., Ing. gén. Mines, 15, av. Élisée-Reclus, Paris, 7^e.
- DENAEYER, Marcel E. (1922), Prof. Univ. Bruxelles, Lab. Minéralogie, 50, av. F.-D.-Roosevelt, Bruxelles (Belgique).
- *DERIBÉRE, Maurice (1938), Ing.-Cons., 1 bis, av. Séverine, Courbevoie (Seine).
- DESPUJOLS, Jacques (1957), Dr sci., Assist. Fac. Sci., 24, r. de Téhéran, Paris, 8^e.
- DESTHIEUX, François (1958), Techn., B. R. G. M., 74, r. de la Fédération, Paris, 15^e.
- DESTOMBES, Jacques (1954), Géol. Serv. géologique du Maroc, Rabat (Maroc).
- DEVAUX, Jean, Maurice (1960), Ing.-Chef C.N.E.T., 17, r. du Centenaire, Puteaux (Seine).
- *DEVERIN, L. (1922), Prof. Minéralogie, Université de Lausanne (Suisse).
- DIDIER, Jean (1955), Chef Trav. Lab. Géologie et Minéralogie, Fac. Sci., 3, r. Louis-Kessler, Clermont-Ferrand (Puy-de-Dôme).
- DIMITRIJEVIC, Branko (1927), Prof. Université, 20, Baniska, Belgrade (Yougoslavie).
- DOLLFUS, Robert Ph. F., (1942) Dir. Rech. C. N. R. S., 57, r. Cuvier, Paris, 5^e.
- *DONNAY, M^{me} Gabrielle (1949), Crystallographer, Geophysical Lab. of the Carnegie Institution of Washington, D. C. (U. S. A.).
- *DONNAY, J. D. H. (1930), Prof. Cristallographie et Minéralogie, Johns Hopkins University, Baltimore, 18, Maryland (U. S. A.).
- DONOSO, William et M^{me} Lydia (1959), Assist. Lab. des Sols, École d'Agronomie, Université du Chili, Casilla 1004, Santiago (Chili).
- DREYFUSS, Maurice (1935), Prof. Fac. Sci., Inst. Sciences naturelles, pl. Leclerc, Besançon (Doubs).
- DRUART, Louis (1961), Chef de mission de Prospection minière, B. P. n° 8, Soubre (Côte-d'Ivoire).
- DUBAR, abbé Gonzague (1919), Prof. Univ. libre de Lille, 129, r. de Londres, Mouvaux (Nord).
- DUCHENE, Jacques (1957), Ing. C^{ie} St-Gobain, 19, rue Guy-Mocquet, Maisons-Alfort (Seine).
- DUCROS, Pierre (1955), Inst. Fourier, pl. du Doyen-Gosse, Grenoble (Isère).
- *DUFRAISSE, Ch. (1920), Membre Inst., Prof. Collège de France, 50, bd de l'Hôpital, Paris, 13^e.
- DUGAY, M^{me} Simone (1956), Ing. pétrographe C. E. A., Fontenay-aux-Roses (Seine).
- DUMOULIN, Max (1950), Secrét. Soc. Astronomie Biarritz, 44, av. de Verdun, Biarritz (Basses-Pyrénées).
- DUPLAIX, M^{lle} Solange (1956), Dr Sci., Chargée Rech. C. N. R. S., Lab. Géographie physique, 1, r. Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- DUPRÉ LA TOUR, R. P. François (1960), Prof. Physique biologique, Faculté française de Médecine, Beyrouth (Liban).
- *DUPUIS, Roger (1944), Ing. constr., Civry-la-Forêt, par Orvilliers (S.-et-O.).
- DURAND, Georges-Louis (1958), Dr Sci. phys., Chef Trav. École Géologie, 268, r. Jeanne-d'Arc, Nancy (M.-et-M.).
- DURAND, Jean-Gérard (1953), 10, r. Jeanne-d'Arc, St-Germain-en-Laye (S.-et-O.).
- DURAND, Julien (1938), Ing. gén. Mines, 34, r. de Metz, Toulouse (Haute-Garonne).
- DURAND, Michel (1948), Ing. I. R. S. I. D., 87 bis, r. Georges-Ducrocq, Metz (Moselle).
- DURIF-VARAMBON, André (1958), Dr Sci., Chargé Rech. C. N. R. S., Inst. Fourier, pl. du Doyen-Gosse, Grenoble (Isère).
- DUVAL, Clément (1935), Dir. Rech. C. N. R. S., 73, r. du Cardinal-Lemoine, Paris, 5^e.
- Van EFFENTERRE, André (1957), Ing., Capitaine de Frégate, r. de Bulle, St-Marcel (Eure).
- Von ELLER, Gérard (1949), Chargé Rech. C. N. R. S., Lab. Serv. chimiques de l'État, 12, qu. Henri IV, Paris, 4^e.
- Von ELLER, Jean-Paul (1958), Chargé Rech. C. N. R. S., Inst. Géologie, 1, r. Blessig, Strasbourg (Bas-Rhin).
- Von ELLER-PANDRAUD, M^{me} Hélène (1960), Chargée Rech. C. N. R. S., Lab. Chimie cristallographique, 1, r. Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- EPELBOIN, Israël (1958), Dr Sci., Maître Rech. C. N. R. S., 4, r. Duméril, Paris, 13^e.
- ESCALIER des ORRES, Pierre (1958), Géol., 30, allée des Deux-Cèdres, Draveil (S.-et-O.).
- ESCARD, M^{me} J. (1950), 12, qu. Henri IV, Paris, 4^e.
- ESQUEVIN, Jacques (1954), Ing. agric. E. N. A. M., 14, bd d'Alsace-Lorraine, Pau (Pyrénées).
- ESTÉOULE, Jacques (1961), Ing. agric., Lab. Minéralogie du Muséum, 61, r. Buffon, Paris, 5^e.
- EUDIER, Michel (1954), Ing.-Dr, 3, r. Champrenault, Beauchamp (S.-et-O.).
- *FABRE, René (1931), Doyen Fac. Pharmacie, Membre Inst., 149, r. de Sèvres, Paris, 15^e.
- FABREGAT, Francisco, J. (1952), Dr Sci., Prof. Fac. Sci., Calle Tigris 46/2^o, Mexico, D. F. (Mexique).
- *FAHEY, J. J. (1950), U. S. Geological Survey, Washington, 25, D. C. (U. S. A.).
- FAIVRE, René (1945), Prof. Fac. Sci. Nancy, Dir. sci. École nation. sup. Métallurgie et

- Industrie des Mines, 14, r. de Malzéville, Nancy (M.-et-M.).
- FALGUEIRETTES, Jean (1958), D^r Sci., Maître Conf. Minéralogie-Cristallographie, 7, pl. Aristide-Briand, Montpellier (Hérault).
- *FANKUCHEN, I. (1949), Prof. appl. Physics, Brooklyn polytechnic Inst., 333, Jay Street, Brooklyn, N. Y. (U. S. A.).
- FARRAN, J. (1948), D^r Sci., Lab. Minéralogie Fac. Sci., Toulouse (H.-G.).
- FAUQUIER, Daniel (1953), Minéralog., 3, r. de l'Arioste, Paris, 16^e.
- *FAUST, G. T. (1948), U. S. Geological Survey, Washington, 25, D. C. (U. S. A.).
- FAUVARQUE, Francis (1955), Ing., 42, r. de Clichy, Paris, 9^e.
- FISCHER, Raymond (1945), Ing.-Chef Mines, ss.-Dir. E. N. S. M. P., 60, bd St-Michel, Paris, 6^e.
- *FLEISCHER, M. (1948), U. S. Geological Survey, Washington, 25, D. C. (U. S. A.).
- FOEX, M. (1944), Chargé Rech. C. N. R. S., 35, r. Gay-Lussac, Paris, 5^e.
- FOLLENIUS, M^{me} Marguerite (1959), Chargée Rech. C. N. R. S., 46, bd de la Marne, Strasbourg (Bas-Rhin).
- *FONT-ALTABA, Manuel (1949), Prof. Cristallographie, Rocafort, 111, Barcelone (Espagne).
- FONTBOTÉ, José-Maria (1951), Prof. Lab. Géologie Faculté des Sciences, Universidad, Granada (Espagne).
- FONTEILLES, Michel (1957), 27, bd Eugène-Rifault, Blois (Loir-et-Cher).
- *FORD, H. A. (1928), British Consulate General, 10, Post-office Square, Boston, Mass. (U. S. A.).
- FOREST, Jean (1956), Ing., 24, r. Beaurepaire, Paris, 10^e.
- FORESTIER, François-Hubert (1955), Chef Trav., École Mines, 15, pl. Carnot, Nancy (M.-et-M.).
- *FOUQUET, Robert (1941), Ing. civ. Mines, D^r Sci., 3, bd de la République, Rodez (Aveyron).
- FOURET, René (1960), Prof. agrégé, 40, r. de Valmy, Lille (Nord).
- FOURNET, Gérard (1950), Le Belvédère, Bât. 1, pl. de l'Église, Vaucresson (S.-et-O.).
- FOURNIER, Fernand (1954), Maître Rech. C.N.R.S., villa Boisfleury, rte de Valmondois, Verville, par Nesles-la-Vallée (S.-et-O.).
- FOURNIER, Paul (1959), Ing. de Product. C^{ie} fr. des Pétroles, 19, r. Dagobert, Athis-Mons (S.-et-O.).
- FRANKE, Immanuel (1950), Chef de Dpt. C. N. E. T., 3, av. de la République, Issy-les-Moulineaux (Seine).
- *FRIEDEL, Edmond (1934), Ing. gén. Mines, Dir. E. N. S. M. P., 60, bd St-Michel, Paris, 6^e.
- FRIEDEL, Jacques (1954), Ing.-Chef Mines, Centre Rech. métallurgiques, E. N. S. M. P., 60, bd St-Michel, Paris, 6^e.
- FRIEDMAN, Gerald, M. (1952), D^r, Petrol., Research Labs, Pan American Petroleum Corp., Box 591, Tulsa, Oklahoma (U. S. A.).
- FRONDEL, C. (1949), Mineralogical Lab., Harvard University, Cambridge, Mass. (U. S. A.).
- *FRUEH, Alfred J., jr (1951), Prof., Dpt geological Sciences, Mc Gill University, Montreal, P. Q. (Canada).
- GABIS, Victor (1958), 49, r. Geoffroy-St-Hilaire, Paris, 5^e.
- GAGNY, Claude (1956), Lic. Sci., 35, av. Gabriel, Nanterre (Seine).
- GALMIER, Denis (1949), Ing. géol. E. N. S. G., 30, r. Jean-Rey, Viroflay (S.-et-O.).
- *GALOPIN, Raymond (1950), D^r Sci., Conservat. Minéralogie et Pétrographie, Muséum Histoire naturelle, promenade des Bastions, Genève (Suisse).
- GARINO-CANINA, Vittorio (1955), D^r Sci., Ing., 34, av. Général-Leclerc, Fontenay-aux-Roses (Seine).
- *GARRIDO, Julio (1933), Centre de Documentation du C. N. R. S., 15, qu. Anatole-France, Paris, 7^e.
- GASPERIN, M^{me} Madeleine (1949), Chargée Rech. C. N. R. S., 6, r. Élisabeth-Lemonnier, Paris, 12^e.
- GATINEAU, Lucien (1960), Attaché Rech. C.N.R.S., I. R. C. H. A., 12, qu. Henri-IV, Paris, 4^e.
- GAUDEFROY, abbé Christophe (1914), D^r Sci., Prof. honor., 1, r. Delpit, Rabat (Maroc).
- GAY, Robert (1943), Prof. Minéralogie, Fac. Sci., 20, cours Pasteur, Bordeaux (Gironde).
- GEFFROY, Jacques (1946), Ing. C. E. A., 16, r. du Pont-Neuf, Paris, 1^{er}.
- *GENET, Albert (1945), 44, r. de Tocqueville, Paris, 17^e.
- GENET, M^{lle} Françoise (1957), Lab. Minéralogie-Cristallographie, 1, r. Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- GESBAUD, Yvon (1959), Aide-Chim., pl. du Champ-de-Foire, Aix-sur-Vienne (Haute-Vienne).
- *GEZE, B. (1944), Prof. Géologie, Inst. nation. agronomique, 16, r. Claude-Bernard, Paris, 5^e.
- GIGLIO, Martin (1955), Chef Trav. prat., Mineralogisch-Kristallographisches Inst. der Universität, Lotzstrasse 13, Göttingen (Allemagne).
- GILLET, Marcel (1960), Assist., Lab. Microscopie et diffraction électroniques, 2, r. de l'Université, Poitiers (Vienne).
- GILLET, Yves (1956), Techn., Lab. F. O. M., 93, r. Anatole-France, Chatenay-Malabry (Seine).
- GILLIER, Hugues, Renaud (1955), Attaché Rech. C. N. R. S., 21, r. de Normandie, Asnières (Seine).
- GINDT, Raymond (1958), Assist., Lab. Minéralogie-Cristallographie, 94, av. de Lattre-de-Tassigny, Nancy (M.-et-M.).
- GIROD, Michel (1961), Lic. Sci., 21, r. d'Assas, Paris, 6^e.
- GLAÇON, Jules (1949), Chef Trav., Lab. Géologie, Fac. Sci., 31, r. de l'Université, Montpellier (Hérault).
- GLAESER, M^{lle} Rachel (1956), Chargée Rech.

- C. N. R. S., Lab. Serv. chimiques de l'État, 12, qu. Henri-IV, Paris, 4^e.
- *GLANGEAUD, Louis (1925), Prof. Fac. Sci. Paris, 6, r. Rémy-Laurent, Fontenay-aux-Roses (Seine).
- GOBEL, Georges (1959), Dir. Serv. publ. Contrôle Diamants, Perles et Pierres précieuses, 2, r. G.-de-Porto-Riche, Paris, 14^e.
- GOLDSZTAUB, Stanislas (1929), Prof. Fac. Sci., 1, r. Blessig, Strasbourg (Bas-Rhin).
- GOLDSZTEIN, Marcel (1955), 1, r. de la Plaine, Paris, 20^e.
- GONI, Juan (1952), Escola de Geologia, Universidade do Rio Grande do Sul, Porto Alegre (Brésil).
- GRAF, René (1955), D^r Sci., Ing. Rech. O.N.E.R.A., 234, r. de la Convention, Paris, 15^e.
- *GRANDJEAN, F. (1909), Membre Inst., Insp. gén. Mines, 61, r. Buffon, Paris, 5^e.
- GRANIER, Claude (1958), Ing. B. R. G. M., 74, r. des Merlettes, Le Vésinet (S.-et-O.).
- GRILL, Emanuele (1930), Prof. Mineralogie, Ist. Mineralogia, Citta Studi, via Botticelli, 23, Milan (Italie).
- GRIMBERT, Arnold (1960), Ing. géol. C. E. A., 26, r. Fer-à-Moulin, Paris, 5^e.
- GRISON, Emmanuel (1945), Ing. Poudres, 25, bd Richard-Wallace, Neuilly-sur-Seine (Seine).
- GRUND, Alfred (1950), D^r Phil., Ing., 77, r. des Rosiers, St-Ouen (Seine).
- GUENNELON, Roger (1956), Ing. agron., Chargé Rech. C. N. R. S., Station d'Avignon, Monfavet (Vaucluse).
- GUIGUES, Jean (1948), Géol., 16, r. du Pré-Perché, Rennes (Ille-et-Vilaine).
- *GUILLAUME, Jean (1951), Lab. Minéralogie-Cristallographie, 1, r. Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- GUILLEMIN, Claude (1947), Chef Groupe Lab. B. R. G. M., 186, r. Croix-Nivert, Paris, 15^e.
- GUINIER, André (1947), Prof. Fac. Sci., 87, av. Denfert-Rochereau, Paris, 14^e.
- GUITARD, François (1952), Chir.-Dent., St-Genis-des-Fontaines (P.-O.).
- GUITARD, Gérard (1951), Géologue, 153, r. Houdan, Sceaux (Seine).
- *GYSIN, Marcel (1927), Prof. Minéralogie, Inst. Minéralogie et Pétrographie, qu. de l'École-de-Médecine, Genève (Suisse).
- HALLIMOND, Arthur, Francis (1954), M. A., Sc. D., Consulting Mineralogist, 75, Corringham Road, Londres, N. W. II (Angleterre).
- HALM, M^{lle} Louise (1953), Dir. tech., Union fr. Produits réfractaires, 15, r. de Milan, Paris, 9^e.
- HAMARD, Pierre, Albert (1958), Chargé Rech. C. N. R. S., Centre Ét. Matières plastiques, 79, r. Verdier, Montrouge (Seine).
- HAMBURGER, Richard (1939), Springfield Drive Router, Germantown, Maryland (U. S. A.).
- HAMELIN, M^{lle} Michelle (1960), Chargée Rech. C. N. R. S., Lab. Chimie cristallographique, 1, r. Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- HAMEURT, Jean-Marie (1960), 21, r. du Colonel-Moll, Laxou (M.-et-M.).
- *HARKER, David (1949), Head, Biophysics Dpt, Roswell Park Memorial Inst., Buffalo 3, N. Y. (U. S. A.).
- HARTMAN, Piet (1955), D^r Sci., Maître Conf., Geologisch en Mineralogisch Inst., Garenmarkt 1 b, Leiden (Hollande).
- HAUSKNECHT, Jean-Jacques (1948), Ing. géol. E. N. S. G., 7^{ter}, r. du Parc-de-Noailles, St-Germain-en-Laye (S.-et-O.).
- HEMILY, Philip (1955), Cristallogr., 3120, Dumbarton, av. N. W., Washington 7, D. C. (U. S. A.).
- *HENIN, Stéphane (1946), Dir. Lab. Sols, Centre nation. Rech. agronomique, rte de St-Cyr, Versailles (S.-et-O.).
- HENRY, Norman F. M. (1954), Maître Conf., Dpt Mineralogy and Petrology, Downing Street, Cambridge (Angleterre).
- HERPIN, M^{me} Paulette (1950), Chef Trav. Fac. Sci., Lab. Minéralogie-Cristallographie, 1, r. Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- HEYART, Hugues (1955), D^r Sci. nat., Prof., 1, r. J.-P.-Koenig, Luxembourg (Grand-Duché du Luxembourg).
- *HILLY, Jean (1948), Géol., Serv. Carte géologique de l'Algérie, 118, bd de Telemly, Alger (Algérie).
- HINTERLECHNER, M^{lle} Ancka (1957), Geoloski Zavod, Parmova 33, Ljubljana (Yougoslavie).
- HOCART, Raymond (1929), Prof. Fac. Sci., 1, r. Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- HOLMES, Ralph, J. (1959), D^r, ass. Prof. Geology, Columbia University, New-York 27, N. Y. (U. S. A.).
- *HOOKER, Miss Marjorie (1948), Géol., U. S. Geological Survey, Washington, 25, D. C. (U. S. A.).
- HOUSTY, Jacques (1960), Chef Trav., Lab. Minéralogie et des rayons X, 20, cours Pasteur, Bordeaux (Gironde).
- HUBAUX, André (1958), Assist. Minéralogie, Musée royal du Congo belge, Tervuren (Belgique).
- HUPÉ, Pierre (1938), Chef Trav., Lab. Géologie Fac. Sci., 9, squ. Charles-Laurent, Paris, 15^e.
- HURST, Vernon, J., (1955) D^r Geol., Dpt Mines, Ming and Geology, State Div. of Conservation, Agriculture Lab. Building, 19, Hunter Street, S. W. Atlanta, Georgia (U. S. A.).
- HUSSEIN, Hussein, Abdel-Mohsen (1957), Commissariat à l'Énergie atomique, Dokki, Le Caire (Égypte).
- HUYNH, Huu-Nghiep (1958), Lic. Sci., 30, av. Jean-Bouin, Viry-Chatillon (S.-et-O.).
- IYAMA, Jean-Toshimichi (1957), D^r Sci., Chargé Rech. C. N. R. S., Lab. Minéralogie-Cristallographie, 1, r. Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- *INGERSON, Earl (1948), Dpt Geology, University of Texas, Austin 12, Texas (U. S. A.).
- JACOB, Ch. (1910), Membre Inst., prof. Géologie Fac. Sci., 1, r. Victor-Cousin, Paris, 5^e.

- JAEGER, Jean-Louis (1952), Ing. géol., 38, qu. d'Orléans, Paris, 4^e.
- JAGER, M^{lle} Émilie (1955), Assist., 13, r. Finkenrein, Berne (Suisse).
- JAGO, John, Bernard (1952), Avocat, 400 Montgomery Street, San Francisco, Californie (U. S. A.).
- JANIAK, Stéphane (1948), B. R. G. M., Cinq Maisons, Maison Carrée, Alger (Algérie).
- * JARY, R. (1951), Ing. civ. Mines, 60, bd St-Michel, Paris, 6^e.
- JEANNETTE, André-Pierre (1954), Ing. civ. Mines, 5, bd Jeanne-d'Arc, Rabat (Maroc).
- * JEREMINE, M^{me} Élisabeth (1928), D^r Sci., Pétr. 15, r. Daubenton, Paris, 5^e.
- JOËL, Nahum (1957), Prof. Phys. et Cristallogr., Centro de Investigaciones de Cristalografia, Facultad de Ciencias Fisicas y Matematicas, Universidad de Chile, Casilla 2777, Santiago (Chili).
- JOURAVSKY, G. (1938), Ing. géol., Service géologique, Rabat (Maroc).
- JOURDAIN, André (1920), Ing. chim. I. C. P., 95, bd Montmorency, Paris, 16^e.
- JUNG, Jean (1945), Prof. Pétr. Fac. Sci., 1, r. Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- KAMENICKY, Jakub (1956), D^r, Geol. Geogr., Fakulta, Univ. Komenského, Gottwaldovo námestie 2, Bratislava (Tchécoslovaquie).
- KAPLAN, Grégoire (1958), Lab. Géologie, 94, av. de Lattre-de-Tassigny, Nancy (M.-et-M.).
- KASTLER, Alfred (1943), Prof. Fac. Sci., 24, r. Lhomond, Paris, 5^e.
- KERN, Raymond (1951), Prof. Inst. Minéralogie, 4, av. Heydenreich, Nancy (M.-et-M.).
- * KIEFER, Charles (1950), Ing.-D^r, 112, av. Victor-Hugo, Boulogne-sur-Seine (Seine).
- KING, Geoffrey (1960), Ms., Cristallogr., 95, r. Gatti-de-Gamond, Bruxelles (Belgique).
- KISS, Janos (1960), D^r sci., Minéralogiste, Muzeum Korut, n° 4 A, Budapest, 8° (Hongrie).
- KORNPÖBST, Jacques (1961), Assist. de Pétr. 5, pl. de la Porte de St-Cloud, Paris, 16^e.
- KRAPIVINE, Alexandre (1947), Ing. chim., 3, r. Pierre-Mille, Paris, 15^e.
- KRAUT, François (1946), Maître Conf. École prat. Htes Études, 61, r. Buffon, Paris, 5^e.
- * KRISHNAN, M. S. (1934), D^r, prof. Geology and Geophysics, Andhra University, Waltair (India).
- KRUTA, Thomas (1958), D^r Sci., Conservat. Musée Brno, Moravské Museum V Brně, Náměstí 25, Unora 8, Brno (Tchécoslovaquie).
- * KURYLENKO, Constantin (1934), D^r Sci., Chargé Rech., 1, r. Descartes, Ivry-sur-Seine (Seine).
- KUTINA, Jan (1954), D^r, Docent, Dpt Geochemistry, Mineralogy, Crystallography, Charles University, Albertov 6, Praha II (Tchécoslovaquie).
- LACOMBE, Paul (1947), Prof. E. N. S. M. P., Dir. Centre Rech. métallurgiques E. N. S. M. P., 60, bd St-Michel, Paris, 6^e.
- LAFFAILLE, Jean, François (1956), Bibl. Soc. géologique de France, 34, r. de Penthievre, Paris, 8^e.
- LAFFITTE, Pierre (1950), Ing. Corps des Mines, 67, bd St-Marcel, Paris, 13^e.
- LAFOURCADE, Lucien (1960), Prof., 10, r. St-Bernard, Toulouse (H.-G.).
- LAGNY, Philippe (1960), 36, r. Henri-de-Vilmorin, Vitry-sur-Seine (Seine).
- LAGRANGE, M^{lle} Raymonde (1955), Chef Trav. Chimie anal., Inst. Hydrologie et Climatologie, 28, r. Berthollet, Paris, 5^e.
- LAGRENAUDIE, Jean-Pierre (1955), Ing. Mines, 40, r. de Verneuil, Paris, 7^e.
- LAJZEROWICZ, Joseph et M^{me} Jeanine (1961), 2, rue Marcellin-Berthelot, Grenoble (Isère).
- LAMBERT, M^{me} Marianne (1960), Chargée Rech. C. N. R. S., La Résidence, Orsay (S.-et-O.).
- * LAMBOT, Honoré (1950), D^r Sci., Lab. Rech. sur le Boart, 74, av. du Pont-de-Luttre, Bruxelles, 19 (Belgique).
- LANDAIS, Edmond (1961), 93, bd Exelmans, Paris, 16^e.
- LAPADU-HARGUES, Pierre (1943), Prof. Minéralogie Fac. Sci., 3, rue Louis-Kessler, Clermont-Ferrand (Puy-de-Dôme).
- LAPLAINE, L. J. (1948), D^r Univ., Géol. princ. F. O. M., Service géologique, Tananarive (Madagascar).
- * LARSEN, E. S. III (1948), U. S. Geological Survey, Washington, 25, D. C. (U. S. A.).
- LARUELLE, Pierre (1955), Pharm., Hôpital Tenon, 4, r. de la Chine, Paris, 20^e.
- LAUCAGNE, Pierre (1952), Ing. géol. C. E. A., Ambazac (Hte-Vienne).
- LAURENT, André (1959), Ing. E. P. C. I., Lab. Cristallographie appl. C. N. R. S., 1, pl. Aristide-Briand, Bellevue (S.-et-O.).
- LAURENT, M^{me} Yvette (1960), Minéralogiste, B. R. G. M., 74, r. de la Fédération, Paris, 15^e.
- * LAVAL, Jean (1933), Prof. Collège de France, 82, bd St-Michel, Paris, 6^e.
- LE BAIL, François (1953), Prof. Sci. nat., Dir. École « Le Likès », 2, r. Kerfeunteun, Quimper (Finistère).
- LE BIHAN, M^{lle} Marie-Thérèse (1957), Attaché Rech. C. N. R. S., 29, r. Claude-Terrasse, Paris, 16^e.
- LEBLANC, Pierre (1953), le Chaintrau, Mortagne-sur-Sèvre (Vendée).
- LE CORRE, Yves (1952), Maître Rech. C. N. R. S., Lab. Physique théor., Collège de France, pl. Marcellin-Berthelot, Paris, 5^e.
- LEFEBVRE, M^{me} Odette (1960), Attachée Rech. C. N. R. S., Lab. Chimie cristallographique, 1, r. Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- LEGOUX, Pierre (1945), Ing. chef des Mines, Dir. École des Mines, 7, r. d'Avéjan, Alès (Gard).
- * LEGRAND, Charles (1950), Dir.-Adj. Lab. Rayons X C. N. R. S., Bellevue, 11, r. Lagarde, Paris, 5^e.

- LEJON, M^{lle} Colette (1956), Stag. Rech. C.N.R.S., 12, r. Carnot, Croissy-sur-Seine (S.-et-O.).
- LEJUS, M^{lle} Anne-Marie (1957), Lic. Sci., 3, bd Morland, Paris, 4^e.
- LE MERCIER, M^{lle} Marcelle (1950), Ing. pétrogr. C. E. A., 58, r. de l'Amiral-Mouchez, Paris, 14^e.
- *LEPAPE, Adolphe (1930), Prof. E. P. C. I., 52, r. de Bourgogne, Paris, 7^e.
- *LETORT, Yves (1941), Prof. École centrale et École sup. Céramique, 3, av. Paul-Doumer, Paris, 16^e.
- LÉVY, Claude (1948), Chef Serv. Minéralogie B. R. G. M., 15, r. Linné, Paris, 5^e.
- LIETZ, Joachim, H. C. (1956), Prof. Dir. Mineralogisch-Petrographisches Inst. der Universität, Esplanade 1 c, Hamburg, 36 (Allemagne).
- *LONGCHAMBON, Henri (1923), Prof. Minéralogie Fac. Sci., 13, qu. Claude-Bernard, Lyon (Rhône).
- *LONGCHAMBON, L., (1920), Prof. Minéralogie, 22, av. Foch, Paris, 16^e.
- LUCAS, Gabriel (1942), Prof. Géologie, 3, r. Paillet, Paris, 5^e.
- LUCAS, Jacques (1954), Ing. géol., Lab. Géologie et Paléontologie, Strasbourg (Bas-Rhin).
- LUSSATO, Bruno (1954), 2, r. Scribe, Paris, 9^e.
- LUZZATI, Victorio (1948), Maître Rech. C. N. R. S., Centre Rech. Macromolécules, 6, r. Boussingault, Strasbourg (Bas-Rhin).
- MAILLARD, Pierre, Félix (1961), Ing. B. R. G. M., 74, r. de la Fédération, Paris, 15^e.
- MANENC, Jack (1956), Dr Sci. phys., Ing., 5, allée Ch.-Chaplin, Clos de la Garenne, Bât. E, Fresnes (Seine).
- MARATOS, Georges (1957), Géologue à l'Inst. de Géologie d'Athènes, 1, r. Hippocrate, Athènes (Grèce).
- MARION, Claude (1959), Lic. Sci., 6, r. du Pas-de-la-Mule, Paris, 3^e.
- MARMO, Vladi (1955), Dr Phil., Géol., Geologinen Tutkimuslaitos, Otaniemi, Helsinki (Finlande).
- MARTIN, Roger (1954), Chim., Mibladen, Midelt (Maroc).
- *MARTIN DE THEZILLAT, Ch.-E. (1932), Anguinier, par St-Sébastien (Creuse).
- MASSAUX, Michel (1955), Assist. Fac. Sci. Clermont-Ferrand, 1, av. du Berry, Guéret (Creuse).
- *MATHIEU, Jean-Paul (1935), Prof. Fac. Sci., 1, r. Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- MATHIEU, Marcel (1930), Dir. sci. O. N. E. R. A., 53, r. de la Fontaine-Grelot, Bourg-la-Reine (Seine).
- MAUREL, Pierre (1959), Attaché Rech. C. N. R. S., E. P. C. I., Sect. Minéralogie, 10, r. Vauquelin, Paris, 5^e.
- MAZARS, Noël (1960), Minéralog., B. R. G. M., 74, r. de la Fédération, Paris, 15^e.
- MEERSSCHE, Maurice Van (1961), Prof. Univ. de Louvain, 85, r. de Bayo, Louvain (Belgique).
- MELON, Joseph (1922), Prof. Univ. de Liège, 10, bd Saucy, Liège (Belgique).
- MENET, M. (1951), Lic. Sci., Ing. S. R. C. T., 4, r. Ortolan, Paris, 6^e.
- MERIEL, Pierre (1952), Ing. C. E. A., 1, av. G. Péry, Antony (Seine).
- MERING, J. (1950), 12, qu. Henri IV, Paris, 4^e.
- METAIS, M^{lle} Danièle (1960), Assist. Lab. Pétrographie Fac. Sci., 40, r. Philibert-Delorme, Paris, 17^e.
- MEZARD, René (1960), Ing. C^{ie} St-Gobain, 52, bd de la Villette, Paris, 10^e.
- *MICHALON (1912), Ing. civ. Mines, 96, r. de l'Université, Paris, 7^e.
- MICHAUD, Richard (1925), Administr. Soc. marseillaise Crédit, 75, r. Paradis, Marseille, 6^e (B.-du-R.).
- MICHEL, Pierre (1957), Chargé Rech. C. N. R. S., Lab. Minéralogie, 1, r. Blessig, Strasbourg (Bas-Rhin).
- *MICHEL, Robert (1949), Prof. Géologie et Minéralogie, Lab. Géologie, 1, pl. Notre-Dame, Grenoble (Isère).
- MIHAILOVIC, Zivko (1954), Dr Sci., 2, r. de Concy, Yerres (S.-et-O.).
- MILLOT, Georges (1948), Prof. Fac. Sci., Strasbourg, Dir. Serv. Carte géologique Alsace et Lorraine, 1, r. Blessig, Strasbourg (Bas-Rhin).
- MITRA, Sudhindra, Nath (1959), Lecturer Phys. and Math., Indian School of Mines and appl. Geology, Dhanbad, Bihar (Indes).
- MONIER, Jean-Claude (1951), Prof. Lab. Minéralogie, Fac. Sciences, Caen (Calvados).
- MONITION, M^{me} Antoinette (1953), Chim. Lab. Mines, D. P. I. M., Rabat (Maroc).
- MONTENEGRO DE ANDRADE, Miguel (1951), Prof., Museu Mineralogica, Faculdade de Ciencias, Porto (Portugal).
- MONTMORY, Robert (1958), Chargé Rech. C. N. R. S., 31, r. Jules-Ferry, Grenoble (Isère).
- MORETTE, André (1957), Prof. Fac. Pharmacie, 4, av. de l'Observatoire, Paris, 6^e.
- MORIN, Philippe (1956), Géol., Serv. géologique du Maroc, Rabat (Maroc).
- MOUSSU, Robert (1955), Ing. géol., Grande-Rue, St-Hermine (Vendée).
- MOUTERDE, abbé René (1946), Prof. Fac. cathol., 25, r. du Plat, Lyon, 2^e (Rhône).
- MOUTON, J. (1948), Ing. géol., 33, r. Haxo, Paris, 20^e.
- MROSE, Miss Mary E. (1954), Géol., Minéralog., U. S. geological Survey, Washington, 25, D. C. (U. S. A.).
- MOZAFFARI, Chapour (1960), Ing. des Mines, Assist. Lab. des Mines, Faculté technique, 20, r. Gowhar (av. Behzad-av. Sassan), Téhéran (Iran).
- NAGELSCHMIDT, Gunter (1947), Dr Phil., Barnfield House, Hathersage, Nr. Sheffield (Angleterre).
- NAGY, M^{me} Louise (1960), Minéralogiste, 3, r. de Navarre, Paris, 5^e.

- NAUDIN, Francis (1960), Ing. opt., C^{ie} St-Gobain, 52, bd de la Villette, Paris, 10^e.
- NAZEMI, M^{me} Fakhrihan (1961), Chef de Lab., Dept des Mines, Faculté des Sciences, Univ. de Téhéran, Téhéran (Iran).
- NGUYEN-VAN-CHAN (1959), Étudiant, École des Mines, Alès (Gard).
- NICKEL, Erwin (1958), Prof. Université, 18, av. du Moleson, Fribourg (Suisse).
- *NICOLARDOT (1909), Commandant, Répét. École polytechnique, Membre Commission des Poudres de Guerre, 5, r. Jean-Bart, Paris, 6^e.
- NICOLAS, Adolphe (1960), Assist., École nation. sup. Mines, Nancy (M.-et-M.).
- NICOLAS, Fernand (1959), Prof., Lycée Lamartine, Mâcon (S.-et-L.).
- NICOLAS, Jean (1955), Prof., Lab. Géologie appl., 191, r. St-Jacques, Paris, 5^e.
- NIKIFOROVA, M^{lle} Hélène (1958), Station d'Essais I. R. S. I. D., Maizières-lès-Metz (Moselle).
- NITHOLLON, Pierre (1951), Dr Sci., 8, r. Dr-Pingat, Dijon (Côte-d'Or).
- NOETZLIN, Jacques (1942), 1, r. Viollier, Genève (Suisse).
- NOWACKI, Werner (1958), Dr, Prof. Cristallographie Université de Berne, Sahlistrasse 6, Berne (Suisse).
- NOZAWA, Kazuhisa (1959), Ing. géologue, Département de prospection, Atomic fuel Corporation, 2-7 Kiva-Kawa-cho, Chiyoda-Ku, Tokio (Japon).
- OBERLIN, M^{me} Agnès (1950), Chef Trav., Maître Rech. C. N. R. S., 12, r. Remy-de-Gourmont, Paris, 10^e.
- OLMER, Philippe (1942), Prof. Fac. Sci. 86, r. d'Assas, Paris, 6^e.
- ÖNAY, Togan, S. (1955), Ing. dipl., Geol. Minéralog., E. P. F., Dr sci. nat., Sarayarskasi sokak 36/4, Ayaspasa, Istanbul (Turquie).
- *ORCEL, Jean (1916), Prof. Minéralogie Muséum nation. Histoire naturelle, 2, r. du Charolais, Paris, 12^e.
- ORLIAC, Marcel (1948), Maître Conf. Fac. Sci., 39, allées Jules-Guesde, Toulouse (H.-G.).
- ORTELLI, Louis (1958), Ing. chim. Lab. Serv. géologique, sous-Secrétariat d'État à la Production industr., aux Mines et à la Géologie, Rabat (Maroc).
- ORTIZ ASIAIN, Raúl (1957), Ing. Mines, Prof. Fac., Calle Anaxagoras, 1043, Dep. 4, Mexico, D. F. (Mexique).
- *OULIANOFF, N. (1923), Prof. Minéralogie, Université de Lausanne (Suisse).
- OVTRACHT, André (1955), Assist., Lab. Géologie appl., 191, r. St-Jacques, Paris, 5^e.
- OWODENKO, Boris (1955), Géol. Charbonnages Nord-Africains, Aïn-Guenfouda par Oujda (Maroc).
- PADERA, Karel (1957), Dr Sci., Albertov 6, Prague II (Tchécoslovaquie).
- *PAÏDASSI, J. (1948), Prof. Métallurgie, Université de Concepcion, Casilla 783, Concepcion (Chili).
- PALM, M^{me} Claude (1956), Geologisch-Mineralogisch Inst., Oude Gracht, 320, Utrecht (Hollande).
- PALM, Q. A. (1952), Chef Trav. Inst. géologique et minéralogique Université Utrecht, Oude Gracht, 320, Utrecht (Hollande).
- PAPAILHAU, Jean-Louis (1955), Ing. au Centre de rech. de la C^{ie} Pechiney, 12, r. des Gardinoux, Aubervilliers (Seine).
- PAPASTAMATIOU, Jean (1939), Chef Dpt Géologie, Inst. Géologie, 29, r. du Stade, Athènes (Grèce).
- PARRISH, William (1959), c/o Philips Laboratories, Irvington-on-Hudson, N. Y. (U. S. A.).
- PARSUIRE, Dominique-Jean (1955), Dir. École du Docteur Simon, 2, r. des Corbières, Perpignan (P.-O.).
- PASCARD-BILLY, M^{lle} Claudine (1960), Attachée Rech. C. N. R. S., 2, r. Voisembert, Issy-les-Moulineaux (Seine).
- *PASTURAUD, M^{lle} Marie-Thérèse (1941), Prof. École des Roches, Verneuil-sur-Avre (Eure).
- *PATTERSON, A. L. (1949), Inst. for Cancer Research Fox Chase, Philadelphia II, Penn. (U. S. A.).
- PATUREAU, Jean (1956), Ing. I. C. P., Chef Lab. Analyse des Roches du Muséum, 8, r. Barrault, Paris, 13^e.
- *PAVANS DE CECCATY (1932), Compania Andaluza de Minas, Antonio Maura 10, Madrid (Espagne).
- PAVLOVITCH, S. (1927), Prof. Université, Lab. Géologie, r. Dobracina, 16, Belgrade (Yougoslavie).
- PEDRO, Georges (1956), Ing. agric., assist. Lab. des Sols de Versailles, 15, r. Chasseloup-Laubat, Paris, 15^e.
- PELISSONNIER, Hubert (1954), Ing. Corps des Mines, hameau Boileau, Paris, 16^e.
- PELLAS, Paul (1950), Attaché Rech. C. N. R. S., 22, bd Edgard-Quinet, Paris, 14^e.
- PELLETIER-DOISY, Charles (1953), Contrôleur princ. Mines, Serv. Mines, cité Tirlet, Châlons-sur-Marne (Marne).
- PERDOK, Wiepko, Gerhardus (1957), Dr Sci., Maître Conf., Kapteynlaan, 34 A, Groningen (Hollande).
- PÉRÉBASKINE, Victor (1930), Ing. géol. Serv. géologique A. O. F., bd des Pyrénées, St-Gaudens (H.-G.).
- PEREZ-VALIENTE, Manuel (1955), Géol., Céram., 7, r. Claude Bernard, Perpignan (P.-O.).
- PERINET, Guy (1957), Ing. Rech., 66, r. St-Sébastien, Marseille, 6^e (B.-du-R.).
- PERIO, Pierre (1960), Ing. C. E. N. Saclay, B. P. n° 2, Gif-sur-Yvette (S.-et-O.).
- PERMINGEAT, François (1945), Ing. civ. Mines, B. R. G. M., 74, r. de la Fédération, Paris, 15^e.
- PERRAULT, Guy (1960), Prof. de Minéralogie,

- Casier postal 501, Snowdown, Montréal, 29 (Canada).
- PERRIN, René (1949), Présid.-Dir. gén. Soc. Électro-Chimie Ugine, 10, r. du Général-Foy, Paris, 8^e.
- PETIT-LE-DU, Georges (1951), Ing. C. N. E. T., 17, parc d'Ardenay, Palaiseau (S.-et-O.).
- PETITPAS, M^{lle} Thérèse (1949), D^r sci., Lab. Serv. chimiques de l'État, 12, qu. Henri IV, Paris, 4^e.
- PHAN, Kiêu Duong (1957), Ing. civ. Mines, 7, r. Mademoiselle, Paris, 15^e.
- PHILIPSBORN, Hellmut, v. (1955), Prof., D^r, Poppelsdorfer Schloss, Mineralogisches Inst. der Universität, Bonn (Allemagne).
- PICOT, Paul (1956), Ing. géol., Lab. Minéralogie F. O. M., 11, av. de Champagne, St-Maur (Seine).
- PIERROT, Roland (1952), Minéralog., 7, r. de Montesson, Bezons (S.-et-O.).
- PIGANIOL, Pierre (1959), Dir. sci. C^{le} St-Gobain, 5, r. Le Dantec, Paris, 13^e.
- *POBEGUIN, M^{lle} Thérèse (1946), Maître Rech. C. N. R. S., 57, av. du Mesnil, La Varenne-St-Hilaire (Seine).
- POITEVIN, E. (1926), Chef Serv. Minéralogie, Dpt of Mines and technical Surveys, Geological Survey of Canada, Ottawa (Canada).
- PORTEVIN, A (1937), Membre Inst., Prof. École centrale, 21, bd de Beauséjour, Paris, 16^e.
- POUGH, Frederick, H. (1956), Ph. D^r, consulting Mineralogist, 4680 Independence Av., New-York, 71, N. Y. (U. S. A.).
- POUIT, Georges (1952), Serv. Ét. Gîtes minéraux, Service géologique, Rabat (Maroc).
- POURADIER, J. (1959), Kodak-Pathé, 30, r. des Vignerons, Vincennes (Seine).
- PROTAS, Jean (1955), D^r Sci., Chargé Rech. C. N. R. S., bât. W, 85, Vallée-aux-Renards, L'Hay-les-Roses (Seine).
- PROTITCH, Mirko (1955), Minéralog., Assist. Université, Dobracina 16, Belgrade (Yougoslavie).
- PROUHET, Jean-Pierre (1953), Ing. géol., 1 A, r. Chanez, Paris, 16^e.
- PROUVOST, Jean (1950), Assist. Lab. Minéralogie Muséum, 7, av. des Renouillers, Colombes (Seine).
- PRUVOST, Pierre (1950), Membre Inst., Prof. Géologie, 5, pl. du Panthéon, Paris, 5^e.
- PRUVOT, P. (1951), D^r Sci., 26, r. Jean Lavaud, Fontenay-aux-Roses (Seine).
- PULOU, Raymond (1952), Maître Conf. Minéralogie, Fac. Sci., 12, r. Jolimont, Toulouse (H.-G.).
- QUIN, Jean-Pierre (1960), Assist., 51, r. de la République, Six-Fours (Var).
- RAGUIN, Eugène (1938), Prof. E. N. S. M. P., Dir. Serv. Carte géologique de la France, 71, r. de Rennes, Paris, 6^e.
- *RANDOIN, A (1920), Trésor. honor., 16, r. de l'Estrapade, Paris, 5^e.
- RANOUX, J. (1953), Ing. géol., B. P. n° 24, Birmandreis, Alger (Algérie).
- RASUMNY, M^{lle} Janine (1955), Chim., 13, r. des Fonds-Huguenots, Vaucresson (S.-et-O.).
- RAVAILLE, Maurice (1953), Prof. Lycée Jean-Baptiste Say, 17, r. Ambroise Paré, Colombes (Seine).
- *RAVIER, Jean (1949), Ass't. Lab. Géologie, 1, r. Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- REGOURD, M^{me} Micheline (1960), Lic. Sci. phys., 50, rue Georges-Sorel, Boulogne-sur-Seine (Seine).
- *REINHARD, Max (1926), D^r Phil., Prof. ém. Minéralogie et Pétrographie, Inst. Minéralogie, Bernoullianum, Bâle (Suisse).
- RÉMY, Jean, Marcel (1956), Lab. de Géologie, 31, r. de l'Université, Montpellier (Hérault).
- RENAUD, Paul (1935), Maître Rech. C. N. R. S., 16, av. de Wagram, Paris, 8^e.
- RÉRAT, Claude (1949), 12, squ. du Pont-de-Sèvres, Boulogne-sur-Seine (Seine).
- *RILEY, Dennis, Parker (1945), Intertechnical Consultants Inc., 70, r. du XXXI-Décembre, Genève (Suisse).
- RIMSKY, Alexandre (1948), Lab. Minéralogie Fac. Sci., 1, r. Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- RIVERA PLAZA, Gil (1927), Ing. Mines, Prof. École des Ingénieurs, Apartado 1439, r. Afígidios, 137, Lima (Pérou).
- RIVIERE, André (1944), Prof. à la Fac. Sci., Lab. de Géologie S. P. C. N., 12, r. Cuvier, Paris, 5^e.
- ROBERT, Antoine-Henri (1955), Assist. Fac. Sci. Nancy, chemin des Grosses-Terres, Malzéville (M.-et-M.).
- ROCCI, G (1959), Maître Conf., École nation. sup. de Géologie, B. P. 452, Nancy, (M.-et-M.).
- RODRIGUES DA SILVA, Rilson (1957), Prof. École Ingénieurs Université de Recife, Rua do Hospício 371, Recife, Pernambuco (Brésil).
- ROGER, Jean (1961), ss.-Dir. au Muséum, B.R.G.M., 74, r. de la Fédération, Paris, 15^e.
- ROOS, M^{lle} Marie-Marthe (1952), Lic. Sci., 6, r. Dalou, Paris, 15^e.
- *ROQUES, Maurice (1948), Prof. à la Fac. Sci., 3, r. Louis-Kessler, Clermont-Ferrand (P.-de-D.).
- ROSAS DA SILVA, D. (1940), Dir. Lab. Géologie et Minéralogie, Faculté des Sciences de Porto (Portugal).
- *ROSE, A.-Jean (1944), Dir. gén. Lab. C. N. R. S., 1, pl. Aristide-Briand, Bellevue (S.-et-O.).
- ROTON, vicomte Gabriel de (1928), r. Rayne-Vigneau, Bommès par Sauternes (Gironde).
- ROUBAULT, Marcel (1932), Prof. Géologie Fac. Sci., Dir. École nation. sup. Géologie appl. et Prospection minière, 94, av. de Lattre-de-Tassigny, Nancy (M.-et-M.).
- ROULT, Georges (1954), 5, cours de la Libération, Grenoble (Isère).
- ROUTHIER, Pierre (1943), Prof., Lab. Géologie appl., 191, r. St-Jacques, Paris, 5^e.
- ROUVEYROL, Pierre, Lucien (1959), Ing. B. R. G. M., 74, r. de la Fédération, Paris, 15^e.

- *ROYER, Louis (1924), Corresp. Inst., Prof. Minéralogie Fac. Sci., 2, r. Michelet, Alger (Algérie).
- SABATIER, Germain (1949), D^r Sci., 31 bis, r. Campagne-Première, Paris, 14^e.
- SADRAN, Gérard (1957), Maître Conf. Géologie, 23, r. de Cronstadt, Paris, 15^e.
- SAHAMA, Th. G. (1951), Prof. Inst. Geology, Snellmanink 5, Helsinki (Finlande).
- SAINFELD, Paul (1953), Ing. géol. B. R. G. M., 74, r. de la Fédération, Paris, 15^e.
- SAINZ DE AMOR, M^{lle} Emma (1956), Lic. Sci., 23, r. Vilamari, Barcelone (Espagne).
- SAKOWITSCH, Wladimir (1958), Géol. B. R. G. M., 59, r. de Dunkerque, Paris, 9^e.
- *SALLÈLES, A. (1947), 5, pl. de la Révolution, Béziers (Hérault).
- SANDREA, André-Philippe (1948), Lab. Minéralogie, Muséum, 61, r. Buffon, Paris, 5^e.
- SARAZIN, Gabriel (1961), Ing. à la Soc. d'Électrochimie d'Ugine, 22, r. du Docteur-Heulin, Paris, 17^e.
- SARCIA, Abel et M^{me} Jacqueline (1948), Ing. C. E. A., Ambazac (Haute-Vienne).
- SAUCIER, Henri (1936), Maître Conf., Lab. Minéralogie Fac. Sci., 1, r. Blessig, Strasbourg (Bas-Rhin).
- SAYAR, Malik, P. (1959), Prof., I. T. Ü., Maden Fakültesi Taskisla, Taksim, Istanbul (Turquie).
- ŠČAVNIČAR, Stjepan (1957), D^r Sci., Assist. Inst. Minéralogie et Pétrographie Université de Zagreb, Demetrova 1/I, Zagreb (Yougoslavie).
- *SCHAIRER, J. F. (1949), D^r, Geophys. Lab. Carnegie Inst., 2801 Upton Street, Washington, D. C. (U. S. A.).
- SCHEIBLING, Gaston (1947), Ing.-D^r, 25, qu. Mulenheim, Strasbourg (Bas-Rhin).
- SCHIAVINATO, Giuseppe (1953), Prof. Minéralogie Université de Milan, 42, Viale Argonne, Milan (Italie).
- SCHILTZ, Jean-Claude (1961), Ing. au C. E. A., 2, r. des Roullès, Épinay-sur-Orge (S.-et-O.).
- SCHNEIDERHÖHN, Hans (1952), Prof. Université, Solden über Freiburg-in-Brisgau (Allemagne).
- SCHOEP, A. (1920), Prof. ém. Faculté Sciences de Gand et Faculté polytechnique de Mons, 87, r. Baudeloo, Gand (Belgique).
- SCHUBNEL, Henri, Jean (1960), Expert en pierres précieuses, 15, r. du Maréchal-Joffre, Nice (A.-M.).
- SCHWOB, Yvan-Alfred (1957), Ing. chim., Dir. Usines Soc. des Produits azotés, Lannemezan (H.-P.).
- SEBILLEAU, François (1956), Ing. E. C. P., 19, av. Duquesne, Paris, 7^e.
- SÉGUÉLA, Jean-Baptiste (1948), Prof. École normale Montauban, 84, allées Jean-Jaurès, Toulouse (H.-G.).
- SERVAJEAN, Georges (1956), Géologue, Disputada, Casilla 25 D, Santiago (Chili).
- SERVIGNE, Marcel (1939), Prof. Inst. nation. agromique, 16, r. Claude-Bernard, Paris, 5^e.
- SEVIN, Robert (1951), Ing. Mines S.O.R.E.M.A.C. (A. O. F.), 86, r. Cardinet, Paris, 17^e.
- SIMENEL, M^{me} Nicole (1958), Stag. Rech. C.N.R.S., Centre Rech. métallurgiques E. N. S. M. P., 60, bd St-Michel, Paris, 6^e.
- SIRAMY, M^{lle} Madeleine (1955), Lic. Sci. phys., r. du Village, Bézenet (Allier).
- SOREL, M^{me} Micheline (1956), Attachée Rech. C. N. R. S., 14, r. Labie, Paris, 17^e.
- SOUSA TORRES, Antonio da Silva de (1920), D^r sci., Géol., rua de Campolide 74, 3^e esp., Lisbonne (Portugal).
- STANGATCHILOVITCH, Douchan (1953), Minéralog., 97 Dalmatinska, Belgrade (Yougoslavie).
- *STORA, M^{lle} Cécile (1938), Maître Rech. C.N.R.S., Lab. Chimie cristallographique, 1, r. Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- SUCHET, Jacques, Paul (1960), Chef Lab. C^{le} St-Gobain, 69, av. du Général-Leclerc, Gif-sur-Yvette (S.-et-O.).
- TABOURET, Marcel (1957), Ing. civ. Mines, 188, av. du Général-de-Gaulle, Champigny-sur-Marne (Seine).
- TAMAIN, Guy (1960), Étudiant, 24, r. Castagnary, Paris, 15^e.
- TAMAYO, M^{lle} Eleonora (1956), D^r Univ., Minéralog., Via Giusti 2, Palerme (Italie).
- TAUPIN, Daniel (1960), Ing. E. S. P. C. I., 205, r. Marcadet, Paris, 18^e.
- TCHIMICHKIAN, Georges (1948), Minéralog. Régie auton. Pétroles, villa Claire-Fontaine, av. de Toulouse, St-Gaudens (H.-G.).
- TCHOUBAR, Cyrille (1958), Lic. Sci., Lab. Minéralogie-Cristallographie, 1, r. Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- *TERMIER, Henri (1941), Prof. Fac. Sci., Lab. Géologie, 1, r. Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- TERTIAN, Robert (1953), Ing. Rech. C^{le} Péchiney, 12, r. des Gardinoux, Aubervilliers (Seine).
- THEOBALD, Nicolas (1959), Prof. Lab. Géologie, Inst. Sciences naturelles, pl. Leclerc, Besançon (Doubs).
- THEVENIN, René (1951), Ing. I. C. T., D^r Univ., Chef Lab. Soc. Produits azotés, Lannemezan (H.-P.).
- THIEBAUT, Jean (1958), Maître Conf. Géologie, pl. Leclerc, Besançon (Doubs).
- THOREAU, Jacques (1958), Ing. civ. Mines, Prof. Université de Louvain, 49, bd de Tirlemont, Louvain (Belgique).
- THRIERR, M^{me} Aline (1954), Attachée Rech. C. N. R. S., Lab. Minéralogie-Cristallographie, 1, r. Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- TOURNARIE, Max (1958), Ing., 40, r. Mangeon, Massy (S.-et-O.).
- TRILLAT, Jean-Jacques (1953), Membre Inst., Prof. Fac. Sci., 8, r. Jeanne-d'Arc, St-Germain-en-Laye (S.-et-O.).

- TROLY, Gilbert (1957), Ing. civ. Mines, 16, av. de la Forêt, Montgeron (S.-et-O.).
- TROMBE, F. (1944), Dir. Rech. C. N. R. S., 37, bd St-Michel, Paris, 5^e.
- TSOUCARIS, Georges (1955), Ing. chim., Dr Sci., 125, bd St-Michel, Paris, 5^e.
- *TUNELL, G. (1938), Dpt Geology, Univ. California, 405 Hilgard av., Los Angeles 24, California (U. S. A.).
- TURCO, Guy (1958), Chef Trav., Lab. Minéralogie, Cristallographie, Fac. Sciences, 2, r. Michelet, Alger (Algérie).
- URBAIN, Pierre (1937), Dir. Lab. Hydrologie et Climatologie Fac. Sci., 71, r. du Cardinal-Lemoine, Paris, 5^e.
- UYTENBOGAARDT, Willem (1960), Prof. de Minéralogie Univ. libre d'Amsterdam, r. de Lairessestraat, 142, Amsterdam (Hollande).
- *VALDEAVELLANO, C.-G. de (1948), Insp. Chemins de Fer, Montesquínza, 11, Madrid (Espagne).
- VALET, Marcel (1954), Ing. civ. Mines, 11, r. du Regard, Paris, 6^e.
- VANDERMARCO, Jacques (1937), Présid.-Dir. gén. Soc. Kaolins et Pâtes céramiques, 50, bd Gambetta, Limoges (H.-V.).
- VATHAIRE, Jean-Claude (1961), Lic. Sci., 7, r. de Solférino, Paris, 7^e.
- VEEN, Adriaan van der (1959), Géologue, Dr, van Spaenweg 15, Oosterbeek (Hollande).
- VICAIRE, Pierre (1954), Prof., 12, r. de Béarn, Rabat (Maroc).
- VINCIENNE, Henri (1941), Prof. Géologie appl. E. N. S. M. P., 133, bd du Montparnasse, Paris, 6^e.
- VOIRIN, Maurice (1951), 19, r. Jacques-Delille, St-Dié (Vosges).
- *VUAGNAT, Marc (1947), Dr Sci., Prof. Inst. Minéralogie de l'Université, Palais de Rumine, Lausanne (Suisse).
- VUNJAK, M^{me} Nada (1955), Minéra'og., Dpt Geologia, Facultad de Ingenieria, Universidad central de Venezuela, Caracas (Venezuela).
- WAGON, Lucien (1954), Ing., St-Sébastien (Gard).
- WALKER, Christopher, B. (1952), Ph. Dr, Inst. Study of Metals, University of Chicago, 5640 Ellis av., Chicago, 37, Illinois (U. S. A.).
- WALTER-LÉVY, M^{me} (1949), Prof. Chimie Fac. Sci. Caen, Lab. Chimie C, 1, r. Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- WEGMANN, Eugène (1956), Prof., Dir. Inst. Géologie, Université de Neuchâtel, 11, r. Émile-Argaud, Neuchâtel (Suisse).
- WEIL, René (1931), Dir. Rech. C. N. R. S., Lab. Minéralogie, 1, r. Blessig, Strasbourg (Bas-Rhin).
- WEILL, M^{me} Adrienne, R. (1950), 56-60, r. de l'Amiral-Mouchez, Paris, 14^e.
- WEINRYB, Élie (1954), Phys., 3, r. Yvart, Paris, 15^e.
- WEISS, Raymond (1960), Chargé Rech. C. N. R. S., Lab. Minéralogie-Cristallographie, 4, av. Heydenreich, Nancy (M.-et-M.).
- WENDLING, Émile (1955), Ing. Serv. géol. M. D. P. A., 11, fg d'Altkirch, Mulhouse (H.-R.).
- WEY, Raymond (1954), Prof. de Chimie, 6, r. Moillère, Mulhouse-Dornach (H.-R.).
- *WICKMAN, Frans, Erik (1949), Prof., Riksmusset, Stockholm 50 (Suède).
- WIJS, Henri, Johan de (1955), Prof. Univ. polytechnique de Delft, Mijnbouwstraat, 20, Delft (Hollande).
- WILLEMS, Jakob (1956), Dr Phil., chim., Tiergartenstrasse 21, Krefeld (Allemagne).
- WINTENBERGER, M^{me} Micheline (1954), Ing. E. P. C. I., Attachée Rech. C. N. R. S., Lab. Minéralogie-Cristallographie, 1, r. Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- WITTE, G. de (1952), Ing. Mines, Chargé Cours Université de Gand, 20 Nieuwstraat, Wieze (Belgique).
- *WOOD, M^{me} Elisabeth, A. (1949), Dr, Crystal Research, Bell Telephone Labs, Murray Hill, New Jersey (U. S. A.).
- WUNDERLICH, Jeffrey, Alfred (1958), Dr Sci., Chemistry School, Inst. Technology, University of Minnesota, Minneapolis 14, Minnesota (U. S. A.).
- *WYART, Jean (1929), Membre Inst., Prof. Minéralogie Fac. Sci., 1, r. Victor-Cousin, Paris, 5^e.
- YANNAQUIS, Nicolas (1958), Dr Sci., Ing. Centre d'études des Liants hydrauliques, 248, r. du Faubourg-St-Martin, Paris, 10^e.
- YAPAUDJIAN, Loudfig (1958), Ing. géol., 31, r. P.-Corby, Clamart (Seine).
- YOKOYAMA, Kanae (1957), Chargé Cours, Inst. Minéralogie et Géologie, Shimane Université, Nishikawa-sumachi, Matsue (Japon).
- YOUCHTCHENKO, Paul (1956), Ing. géol., 11, r. d'Orsèl, Paris, 18^e.
- YÛSUFİ, Mahmood, Ak. (1959), Research officer, Mineralogical Research division, North regional Lab., Pakistan Council of scientific and industrial research, University of Peshawar, Peshawar (West Pakistan).
- ZARZYCKI, Jerzy (1960), Chef Groupe, C^{ie} St-Gobain, 52, bd de la Villette, Paris, 19^e.
- ZIOLKIEWICZ, Saul (1961), Attaché Rech. C. N. R. S., 25, r. de Navarin, Paris, 9^e.
- ZOUCKERMANN, Raymond (1960), Prof., Lab. Microscopie et diffraction électroniques, 2, r. de l'Université, Poitiers (Vienne).

Personnes morales ⁽¹⁾.

- *BANQUE industrielle de Chine (1921), Services techniques, 74, r. St-Lazare, Paris, 9^e.
- BIBLIOTHÈQUE (1956), Amt für Bodenforschung, 72, Wiesenstrasse, Hanovre (Allemagne).
- *BIBLIOTHÈQUE de l'Université libre (1888), pl. du Peuple, Louvain (Belgique).
- BIBLIOTHÈQUE de l'Université de Toronto (1920), Periodicals department, M. Robert H. Blackburn, Chief Librarian, Toronto 5, Ontario (Canada).
- BIBLIOTHÈQUE de l'Université de Caen (1918), Caen (Calvados).
- BIBLIOTHÈQUE municipale (1959), 6, pl. de l'Ancienne-Comédie, Limoges (H.-V.).
- *BIBLIOTHÈQUE de la Faculté de Pharmacie (1919), 4, av. de l'Observatoire, Paris, 6^e.
- BIBLIOTHÈQUE de l'Université de Lund (1933), Lund (Suède).
- BIBLIOTHÈQUE de l'Inst. minéralogique et pétrographique (1915), École Polytechnique fédérale, Zurich (Suisse).
- BRITISH MUSEUM (Natural History) (1947), Cromwell Road, Londres, S. W. 7 (Angleterre).
- BUREAU d'Études Géologiques et Minières Coloniales (1932), 18, r. Léonard-de-Vinci, Paris, 16^e.
- CENTRE d'Études de Chimie métallurgique (1950), 15, r. Georges-Urbain, Vitry-sur-Seine (Seine).
- CENTRE de recherches des Glaciers (1955), Cie St-Gobain, 52, bd de la Villette, Paris, 10^e.
- ÉCOLE nationale supérieure de Géologie appliquée et de Prospection minière (1943), 94, r. de Strasbourg, Nancy (M.-et-M.).
- INSTITUT de Cristallographie et de Minéralogie (1953), Université de Liège, 9, pl. du XX-août, Liège (Belgique).
- INSTITUT de Minéralogie et de Pétrographie (1929), Technische Hochschule, Charlottenburg (Allemagne).
- INSTITUT de Minéralogie (1954), Université de Frankfurt-am-Main, Senckenberg Anlage, 30, Frankfurt-am-Main (Allemagne).
- INSTITUT de Minéralogie et de Pétrographie (1956), Hebelstrasse, 40, Fribourg-en-Brisgau (Allemagne).
- INSTITUT de Minéralogie (1950), Université de Göttingen, Lotzestrasse, Göttingen (Allemagne).
- INSTITUT de Minéralogie et de Pétrographie (1961), Grindelallee, 48, Hamburg, 13 (Allemagne).
- INSTITUT de Minéralogie et de Pétrographie (1957), Zulpicherstrasse 47, Köln-am-Rhein (Allemagne).
- INSTITUT de Minéralogie et de Pétrographie (1960), Université de Mainz, 21 Saarstrasse, Mainz (Allemagne).
- INSTITUT de Minéralogie (1955), de l'Université de Marburg/Lahn (Allemagne).
- INSTITUT de Minéralogie (1956), Pleichertorstrasse 34, Würzburg (Allemagne).
- INSTITUT Minéralogique et Géologique (1924), Université d'Utrecht (Hollande).
- INSTITUT de Minéralogie, de Géochimie et de Pétrographie (1960), Université de Budapest, Muzeum Korut n° 4 A, Budapest 8° (Hongrie).
- INSTITUT de Minéralogie et de Pétrographie (1958), Université de Gênes, Via L. B. Alberti, 4, Gênes (Italie).
- INSTITUT de Minéralogie (1954), Université de Pavie, Via Taramelli 4, Pavie (Italie).
- INSTITUT de Minéralogie et de Pétrographie (1937), Université de Turin, Via San Massimo, 24, Turin (Italie).
- INSTITUT de Minéralogie et de Pétrographie (1937), Université de Berne, Muldenstrasse 6, Berne (Suisse).
- *INSTITUT Minéralogique (1921), Université Masaryk, Kounicova 63, Brno (Tchécoslovaquie).
- *INSTITUT Minéralogique (1920), Université Charles, Albertov 6, Prague (Tchécoslovaquie).
- *INSTITUT des Mines (1894), Leningrad (U.R.S.S.).
- INSTITUT Textile de France (1955), 59, r. de la Faisanderie, Paris, 16^e.
- KODAK-PATHÉ (1959), Service de Documentation, 30, r. des Vignerons, Vincennes (Seine).
- KOSSUTH Lajos Tudományegyetem Asvány-es Földtani Intezete (1954), Központi Egyetem, Debrecen 10 (Hongrie).
- LABORATOIRE du C. E. R. C. H. A. R. (1953), Verneuil, B. P. n° 27 à Creil (Oise).
- *LABORATOIRE de Géologie (1950), École nationale d'Agriculture, Montpellier (Hérault).
- *LABORATOIRE de Géologie (1951), Collège de France, pl. Marcellin-Berthelot, Paris, 5^e.
- LABORATOIRE de Géologie appliquée (1953), 191, r. St-Jacques, Paris, 5^e.
- LABORATOIRE de Géologie S. P. C. N. (1959), 12, r. Cuvier, Paris, 5^e.
- LABORATOIRE de Géologie (1954), Institut des Hautes Études de Tunis, 8, r. de Rome, Tunis (Tunisie).
- LABORATOIRE de Géologie et de Minéralogie (1908), Faculté des Sciences, 3, r. Louis-Kessler, Clermont-Ferrand (P.-de-D.).
- LABORATOIRE des Industries Électriques (1959), 38, av. Général-Leclerc, Fontenay-aux-Roses (Seine).
- LABORATOIRE de Minéralogie (1922), Université de Bruxelles, 50, av. des Nations, Bruxelles (Belgique).

(1) *: Membres perpétuels.

- LABORATOIRE de Minéralogie (1955), Faculté des Sciences, Caen (Calvados).
- LABORATOIRE de Minéralogie (1932), Faculté des Sciences, 31, r. de l'Université, Montpellier (Hérault).
- LABORATOIRE de Minéralogie (1954), Institut Catholique, 21, r. d'Assas, Paris, 6^e.
- LABORATOIRE de Minéralogie (1919), Université de Strasbourg, 1, r. Blessig, Strasbourg (B.-R.).
- LABORATOIRE de Minéralogie (1929), Faculté des Sciences, Toulouse (H.-G.).
- LABORATOIRE de Minéralogie et de Pétrographie (1892), Université de Belgrade (Yougoslavie).
- LABORATOIRE de Sédimentologie (1954), Institut Français du Pétrole, 4, pl. Bir-Hacheim, Rueil-Malmaison (S.-et-O.).
- LABORATOIRE et MUSÉE de Minéralogie et de Géologie (1929), Faculté des Sciences, Université de Lisbonne (Portugal).
- LANDESMUSEUM « Joanneum » (1959), Abteilung für Mineralogie, Raubergasse 10, Graz (Autriche).
- *MUSÉE de la Terre (Muzeum Ziemi) (1949), Al. na Skarpie 8, Varsovie (Pologne).
- MUSÉUM royal de l'Afrique centrale (1961), Section de Géologie, Tervuren (Belgique).
- SCIENCE LIBRARY (1927), Science Museum, South Kensington, Londres, S.W.7 (Angleterre).
- SERVICE de la Carte géologique (1949), bd Baudin, Alger (Algérie).
- SERVICE de Géologie et de Prospection minière de l'A. O. F. (1935), B. P. 355, Dakar (A. O. F.).
- SERVICE des Mines de Madagascar (1923), Tananarive (Madagascar).
- SOCIÉTÉ des Ciments Lafarge (1960), Centre de La Jonchère, Côte de la Jonchère, Bougival (S.-et-O.).
- *SOCIÉTÉ espagnole d'Histoire naturelle (1910), Madrid (Espagne).
- SOCIÉTÉ d'Histoire naturelle d'Autun (1950), M. Lacombe, Secrétaire, 19, r. St-Antoine, Autun (S.-et-L.).
- *SOCIÉTÉ minière et métallurgique de Penarroya (1919), 12, pl. Vendôme, Paris, 1^{er}.
- *SOCIÉTÉ minéralogique de Leningrad (1894), Leningrad (U. R. S. S.).
- SOCIÉTÉ générale des Produits réfractaires (1952), 60, r. St-Lazare, Paris, 9^e.
- SOCIÉTÉ Vaudoise des Sciences naturelles (1958), Palais de Rumine, Lausanne (Suisse).
- *SPECULA VATICANA (1897), Castel Gandolfo, Rome (Italie).

